

# MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

A MAGYAR  
GEOFIZIKUSOK  
EGYESÜLETÉNEK  
FOLYÓIRATA



JOURNAL OF THE  
ASSOCIATION  
OF HUNGARIAN  
GEOPHYSICISTS

Elkészült a Magyar Geofizika Bibliográfia (1960–2004)

Megújuló HUNGEO

Beszámoló Balkán Geofizikai Társulat 6. Kongresszusáról

Mégegyszer Bécsről, vagy ami az előző számból kimaradt

EAGE, Near Surface, 2011, Leicester

A szeizmikus/akusztikus sebesség és a jósági tényező kőzetnyomástól való  
függését leíró kőzetfizikai modellek

A Tisza és a száva–bükki egység szerkezetének alsó-krétabeli alakulása

A mágnesség jelensége és a Hopkinson-effektus

Agocs-díj 2011

Jubileumi felhívás

In Memoriam: Kovácsvölgyi Sándor  
Märle Róbert  
Vándorfi Róbert



MAGYAR GEOFIZIKUSOK  
EGYESÜLETE



# MAGYAR GEOFIZIKA

## HUNGARIAN GEOPHYSICS

52. évfolyam (2011) 3. szám



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK FOLYÓIRATA  
JOURNAL OF THE ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

### TARTALOM • CONTENTS

#### SZERKESZTŐSÉGI ROVAT • EDITORIAL

- 111 Elkészült a Magyar Geofizika Bibliográfia (1960–2004) (Bibliography of Hungarian Geophysics (1960–2004)) – *Nagy Zoltán*

#### MGE HÍREK • NEWS OF ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

- 117 Megújuló HUNGEO (HUNGEO to be renewed) – *Pályi András*  
118 Beszámoló Balkán Geofizikai Társulat 6. Kongresszusáról (Report on 6th Congress of BGS) – *Bodoky Tamás*

#### EAGE HÍREK • NEWS OF ASSOCIATION OF EUROPEAN GEOSIENTISTS AND ENGINEERS

- 124 Még egyszer Bécsről, vagy ami az előző számból kimaradt (Once more about the 73rd EAGE Congress, Vienna'11) – *Kakas Kristóf*  
126 EAGE, Near Surface, 2011, Leicester – *Somogyiné Molnár Judit, Paripás Anikó Noémi*

#### TANULMÁNYOK • PAPERS

- 128 A szeizmikus/akusztikus sebesség és a jósági tényező közetnyomástól való függését leíró közetfizikai modellek (Petrophysical models for describing the pressure dependence of seismic/acoustic velocity and quality factor) – *Somogyiné Molnár Judit, Dobróka Mihály*  
135 A Tisza és a száva–bükki egység szerkezetének alsó-krétabeli alakulása (Structural formation of Tisza and Száva–Bükk units in the Lower Cretaceous period) – *Posgay Károly, Bodoky Tamás, Falus György, Kovács István János, Madarasi András, Gúthy Tibor, Hegedűs Endre, Kovács Attila Csaba*  
151 A mágnesség jelensége és a Hopkinson-effektus (The phenomenon of magnetism and the Hopkinson effect) – *Kiss János, Zilahi-Sebess László, Szarka László*

#### HÍREK • NEWS

- 170 Agocs-díj 2011 (Agocs award 2011) – *Kis Károly*  
171 Jubileumi felhívás (Invitation to jubilee diplomas) – *Baracza Mátyás Krisztián*

#### IN MEMORIAM

- 172 Kovácsvölgyi Sándor – *Nemesi László*  
174 Märle Róbert – *Hegybíró Zsuzsanna, Kovács Emilné Lia*  
175 Vándorfi Róbert – *Szerkesztőség*

# MAGYAR GEOFIZIKA

## HUNGARIAN GEOPHYSICS

52. évfolyam (2011) 3. szám

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK FOLYÓIRATA  
JOURNAL OF THE ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

*Főszerkesztő • Editor-in-Chief*

DR. BODOKY TAMÁS

E-mail: bodoky@elgi.hu

*Szerkesztőbizottság • Editorial Board*

DR. BARÁTH ISTVÁN, KAKAS KRISTÓF, DR. LENKEY LÁSZLÓ,

DR. PETHŐ GÁBOR, DR. SZARKA LÁSZLÓ, VERŐ LÁSZLÓ

*Technikai szerkesztő • Technical Editor*

HOCK GÁBOR

E-mail: hockg@t-online.hu



Lapunk megjelenését a Magyar Olaj- és Gázipari Nyilvánosan Működő Részvénytársaság támogatja

---

A szerkesztőség a szakcikkeket (tanulmányokat) szaklektorálás után közli. A szaklektorok névsorát az évzáró számban tesszük közzé. A lapban megjelenő cikkek adatainak és állításainak helyességért, ill. közölhetőségéért kizárólag a szerzők tartoznak felelősséggel.

---

Kiadja a Magyar Geofizikusok Egyesülete  
A kiadásért felel Király András

Szerkesztőség: 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.  
Telefon/Fax: (1) 201-9815  
Titkársági e-mail: geophysic@mtesz.hu  
Honlap: www.mageof.hu

Borító, tipográfia és nyomdai előkészítés:  
EP Systema Bt., Budapest

Készült: NestPress Kft., 1116 Budapest, Vegyész u. 17–25.  
Felelős vezető: Fekete Iván

Előfizethető a Magyar Geofizikusok Egyesületénél  
(1371 Budapest, Pf. 433, Telefon/Fax: (1) 201-9815)  
egyesületi tagoknak tagdíj ellenében  
Megjelenik évente négyszer

INDEX: 26 507  
HU ISSN 0025-0120

## Elkészült a Magyar Geofizika Bibliográfia (1960–2004)

Az MGE Tudománytörténeti Bizottság programjába belekerült az egyesületünk lapjában, a *Magyar Geofizikában*, közölt szakkikkek, dolgozatok bibliográfiájának létrehozása, ami lehetővé teszi az 1960. óta folyamatosan közölt publikációk szakirányultságának áttekintését, a lapban publikált szerzők és munkásságuk kereshetővé tételét, nemkülönben a lapban megjelent, ma már történeti értékkel vagy érdekes-séggel bíró információk fellelését is.

Időközben a *Magyar Geofizika* szerkesztősége az Egyesület elnökségének állásfoglalása szerint elindította a lapunk 2004 óta megjelent évjáratának digitalizálását és közzétételét az Egyesület internetes honlapján.

A Tudománytörténeti Bizottságon belül – a *Magyar Geofizika* eddig megjelent számainak birtokában – felvállaltam a bibliográfia elkészítését. A 2010. év folyamán megtörtént az 1960–1989 közötti időszakban megjelent, B5 formátumú (kisalakú) lapszámok feldolgozása. A feldolgozást 2011-ben tovább folytatva, az Egyesület fennállásának 50 éves évfordulója alkalmából 2004 tavaszán megjelent különszámmal befejeződött a bibliográfia elkészítése. A feldolgozott anyag a lap 1–44. évfolyamát és a 45. évfolyam különszámát öleli fel, amely még nem szerepelt az Egyesület honlapján elérhető lapszámok között.

Már az első néhány év anyagának feldolgozásából kiderült, hogy lapunkban közölt szakkikkek mellett jelentős részt képeznek olyan lapszemlék, könyvszemlék, valamint egyesületi híradások, amelyek tudománytörténeti érdeklődés szempontjából ugyanúgy összegyűjtésre, regisztrálásra érdemesek, mint az eredeti célkitűzésben szereplő szakmai publikációk. Ezek megjelentetése ebben az időszakban döntő mértékben Tóth Géza („Géza bácsi”) tiszteleti tagunknak, a lap akkori szerkesztőségi munkatársának köszönhető. Géza bácsi széles látókörű kitekintéssel, nagy odafigyeléssel szemlélte a rokon vagy társtudományok és a geofizikát felhasználó ipar, bányászat és egyéb szakterületek hivatalos vagy szakmai közleményeiben a geofizika szemszögéből érdekes közléseket, valamint az egyesületi tagoknak ezekben az orgánumban közzétett dolgozatait, beszámolóit. Ugyanakkor, ez a lapszemlézés nem terjedt ki a MÁELGI által kiadott *Geofizikai Közleményekre*, mivel annak példányait a tagságunk egyesületi szolgáltatásként megkapta.

Tudománytörténeti szempontból megkülönböztetett figyelemre érdemesek az időközben elhunyt tagtársainkról a lapban közzétett megemlékezések, nekrológok is. Ezek különösen az Egyesület kiemelkedő tudósai életpályájának

megismeréséhez és emléküik méltó ápolásához szolgálnak értékes ismeretekkel.

Mindezek figyelembevételével a *Magyar Geofizika* bibliográfiai feldolgozásánál alkalmazott módszer a következő:

1. Az 1960. évben megjelent 1. számtól kezdve, időrendi sorrendben megjelent laponként a közölt tartalomjegyzék adatainak rögzítése (a szerző(k) neve, a közlemények címe és első oldaluk oldalszáma). Ezt követően történt a lapban szétválasztva közölt lap- és könyvszemlék, valamint egyesületi hírek összegyűjtése.
2. A szöveget szkennelés révén Word formátumban rögzítettem, majd annak átolvasása során kijavítottam a karakterfelismerés esetlegesen előforduló hibáit, valamint a lap- és könyvszemlékből elhagytam a bibliográfia szempontjából felesleges, kommentáló vagy részleteket ismertető szövegrészeket.
3. A lapszemlék, a szemlélőre történő hivatkozással, az idézett laponként elkülönítve, felsorolják a geofizikai szempontból (és elsősorban az egyesületi tag szerzők szempontjából) érdekesnek tartott cikkeket (szerzők és címek). Esetenként a szemlélő egyes figyelemreméltó észrevételeit is meghagytam.

A bibliográfia összeállításában alap gondolat volt, hogy az elsősorban a publikációk és az egyéb információk regisztrálását szolgálja. Esetenként, tekintettel arra, hogy a bibliográfia tartalomkivonatokat nem közöl, a bibliográfiai egység a regisztrált címen túlmenően a cikk vagy közlemény tartalmára utaló rövid szövegrészt vagy megjegyzést is közöl. A részleteket illetően a *Magyar Geofizika* eredeti példányai képezik a hiteles ismeretforrást. Az 1989 után megváltozott lapszerkesztési formát követve, az 1990-től kezdve regisztrált tételek soraiban megjelennek a szerkesztő által használt rovatcímek is, a rovatához tartozó közlések oldalszámait is feltüntetve.

4. Nem kerültek bele a feldolgozásba olyan lapszemlék, amelyek egy másik geofizikai orgánumban (pl. *Geophysical Prospecting*, *Geophysics* stb.), időszerűen megjelent példányának cikkeit sorolták fel (így pl.: Miről írt a *Geophysics* ez évi decemberi száma?).
5. Az előzőek szerint időrendben feldolgozott ilyen „bibliográfiai egységek” (amelyeken tehát a *Magyar Geofizikában* közölt publikációk vagy a lapszemlékben és egyéb beszámolóikban idézett tényleges publikációk, könyv, egyéb egyesületi híradások, megemlékezések értendők), egy Excel-táblázat egy-egy sorát képezik. Minden sorhoz

hozzátartozik a vonatkozó év és a lap évfolyamának megjelölése, valamint az aktuális lapszám megadása, elkülönített oszlopokban. Ugyanígy megadva, oszloponként elkülönítve a szerzők nevét, illetve a közlemény címét, valamint az oldalszámot. Ezzel a szerkezettel az Excel normál keresőjével kereshetünk a szerzőkre, lapszámra stb.

6. A bibliográfiai egységek számát tekintve (amely az első 10 évhez tartozó 385 bibliográfiai egység rögzítésével a következő öt év alatt kb. kétszeresére, majd az ezt követő öt évben ennek szintén kb. kétszeresére növekedett) az első 10 évfolyam adatai egy Excel munkalapra kerültek, majd az ezt követő időszakban öt évfolyamonként vannak egy-egy Excel munkalapon rögzítve.

Az így elkészült bibliográfia végül egy Excel-állományt (fájlt) képez, amelyben 8 különálló munkalap tartalmazza az összesen 4328 sorra kiterjedő adatrendszer.

7. A későbbi felhasználás és kezelhetőség szempontjait figyelembe véve minden regisztrált bibliográfiai egység (az Excel-táblázat egy-egy sora) egyedi azonosító sorszámmal kapott a teljes feldolgozáson belül. Ez a sorszám folyamatosan következik egymásra az elkülönített munkalapokon át. Ennek megfelelően követhető a regisztrált bibliográfiai egységek mennyisége is. Az Excel-fájl TARTALOM nevű munkalapja (a jelen ismertetéshez is csatoltan) tartalmazza az egyes lapszámoknál regisztrált tételek első és utolsó azonosító sorszámmal, valamint az egyes munkalapokhoz tartozó feldolgozott évfolyamok és lapszámok listáját is.

Budapest, 2011. október 20.

*Nagy Zoltán*

#### *A Magyar Geofizika bibliográfiáját felölelő Excel-fájl tartalma*

Évfolyam	Év	Lapszám	Munkalap száma, tartalma	Bibliográfiai egységek tételszámai
1	1960	1	1. Bibliográfia 1960–1969	1–5
1	1960	2	1. Bibliográfia 1960–1969	6–15
2	1961	1–2	1. Bibliográfia 1960–1969	16–46
2	1961	3–4	1. Bibliográfia 1960–1969	47–60
3	1962	1–2	1. Bibliográfia 1960–1969	61–81
3	1962	3–4	1. Bibliográfia 1960–1969	82–99
4	1963	1–2	1. Bibliográfia 1960–1969	100–123
4	1963	3–4	1. Bibliográfia 1960–1969	124–145
5	1964	1–2	1. Bibliográfia 1960–1969	146–161
5	1964	3	1. Bibliográfia 1960–1969	162–172
5	1964	4	1. Bibliográfia 1960–1969	173–177
6	1965	1	1. Bibliográfia 1960–1969	178–186
6	1965	2	1. Bibliográfia 1960–1969	187–197
7	1966	1	1. Bibliográfia 1960–1969	198–208
7	1966	2–3	1. Bibliográfia 1960–1969	209–228
7	1966	4	1. Bibliográfia 1960–1969	229–237
8	1967	1	1. Bibliográfia 1960–1969	238–252
8	1967	2–3	1. Bibliográfia 1960–1969	253–260
8	1967	4	1. Bibliográfia 1960–1969	261–266
8	1967	5–6	1. Bibliográfia 1960–1969	267–279
9	1968	1	1. Bibliográfia 1960–1969	280–289
9	1968	2	1. Bibliográfia 1960–1969	290–298
9	1968	3	1. Bibliográfia 1960–1969	299–307
9	1968	4–5	1. Bibliográfia 1960–1969	308–322
9	1968	6	1. Bibliográfia 1960–1969	323–328

Évfolyam	Év	Lapszám	Munkalap száma, tartalma	Bibliográfiai egységek tételszámai
10	1969	1	1. Bibliográfia 1960–1969	329–341
10	1969	2–3–4	1. Bibliográfia 1960–1969	342–360
10	1969	5	1. Bibliográfia 1960–1969	361–373
10	1969	6	1. Bibliográfia 1960–1969	374–385
11	1970	1–2	2. Bibliográfia 1970–1974	386–402
11	1970	3	2. Bibliográfia 1970–1974	403–411
11	1970	4–5	2. Bibliográfia 1970–1974	412–437
11	1970	6	2. Bibliográfia 1970–1974	438–473
12	1971	1	2. Bibliográfia 1970–1974	474–485
12	1971	2–3	2. Bibliográfia 1970–1974	486–502
12	1971	4	2. Bibliográfia 1970–1974	503–515
12	1971	5	2. Bibliográfia 1970–1974	516–540
12	1971	6	2. Bibliográfia 1970–1974	541–552
13	1972	1–2	2. Bibliográfia 1970–1974	553–581
13	1972	3	2. Bibliográfia 1970–1974	582–621
13	1972	4–5	2. Bibliográfia 1970–1974	622–652
13	1972	6	2. Bibliográfia 1970–1974	653–682
14	1973	1	2. Bibliográfia 1970–1974	683–693
14	1973	2	2. Bibliográfia 1970–1974	694–711
14	1973	3–4	2. Bibliográfia 1970–1974	712–749
14	1973	5–6	2. Bibliográfia 1970–1974	750–825
15	1974	1–2	2. Bibliográfia 1970–1974	826–844
15	1974	3–4	2. Bibliográfia 1970–1974	845–905
15	1974	5–6	2. Bibliográfia 1970–1974	906–947
16	1975	1	3. Bibliográfia 1975–1979	948–970
16	1975	2	3. Bibliográfia 1975–1979	971–1008
16	1975	3	3. Bibliográfia 1975–1979	1009–1022
16	1975	4	3. Bibliográfia 1975–1979	1023–1045
16	1975	5	3. Bibliográfia 1975–1979	1046–1096
16	1975	6	3. Bibliográfia 1975–1979	1097–1139
17	1976	1	3. Bibliográfia 1975–1979	1140–1143
17	1976	2	3. Bibliográfia 1975–1979	1144–1166
17	1976	3	3. Bibliográfia 1975–1979	1167–1209
17	1976	4	3. Bibliográfia 1975–1979	1210–1230
17	1976	5	3. Bibliográfia 1975–1979	1231–1244
17	1976	6	3. Bibliográfia 1975–1979	1245–1261
18	1977	1	3. Bibliográfia 1975–1979	1262–1318
18	1977	2	3. Bibliográfia 1975–1979	1319–1381
18	1977	3	3. Bibliográfia 1975–1979	1382–1400
18	1977	4	3. Bibliográfia 1975–1979	1401–1441
18	1977	5	3. Bibliográfia 1975–1979	1442–1504
18	1977	6	3. Bibliográfia 1975–1979	1505–1589

Évfolyam	Év	Lapszám	Munkalap száma, tartalma	Bibliográfiai egységek tételszámai
19	1978	1	3. Bibliográfia 1975–1979	1590–1629
19	1978	2	3. Bibliográfia 1975–1979	1630–1645
19	1978	3	3. Bibliográfia 1975–1979	1646–1677
19	1978	4	3. Bibliográfia 1975–1979	1678–1696
19	1978	5	3. Bibliográfia 1975–1979	1697–1761
19	1978	6	3. Bibliográfia 1975–1979	1762–1800
20	1979	1	3. Bibliográfia 1975–1979	1801–1820
20	1979	2–3	3. Bibliográfia 1975–1979	1821–1870
20	1979	4	3. Bibliográfia 1975–1979	1871–1905
20	1979	5	3. Bibliográfia 1975–1979	1906–1939
20	1979	6	3. Bibliográfia 1975–1979	1940–1960
21	1980	1	4. Bibliográfia 1980–1984	1961–1970
21	1980	2	4. Bibliográfia 1980–1984	1971–1977
21	1980	3	4. Bibliográfia 1980–1984	1978–1988
21	1980	4	4. Bibliográfia 1980–1984	1989–2009
21	1980	5	4. Bibliográfia 1980–1984	2010–2014
21	1980	6	4. Bibliográfia 1980–1984	2015–2019
22	1981	1	4. Bibliográfia 1980–1984	2020–2050
22	1981	2	4. Bibliográfia 1980–1984	2051–2058
22	1981	3	4. Bibliográfia 1980–1984	2059–2074
22	1981	4	4. Bibliográfia 1980–1984	2075–2086
22	1981	5	4. Bibliográfia 1980–1984	2087–2093
22	1981	6	4. Bibliográfia 1980–1984	2094–2102
23	1982	1–2	4. Bibliográfia 1980–1984	2103–2115
23	1982	3	4. Bibliográfia 1980–1984	2116–2127
23	1982	4	4. Bibliográfia 1980–1984	2128–2137
23	1982	5–6	4. Bibliográfia 1980–1984	2138–2170
24	1983	1	4. Bibliográfia 1980–1984	2171–2188
24	1983	2	4. Bibliográfia 1980–1984	2189–2214
24	1983	3	4. Bibliográfia 1980–1984	2215–2219
24	1983	4	4. Bibliográfia 1980–1984	2220–2223
24	1983	5–6	4. Bibliográfia 1980–1984	2224–2233
25	1984	1	4. Bibliográfia 1980–1984	2234–2247
25	1984	2–3	4. Bibliográfia 1980–1984	2248–2281
25	1984	4	4. Bibliográfia 1980–1984	2282–2293
25	1984	5–6	4. Bibliográfia 1980–1984	2294–2302
26	1985	1	5. Bibliográfia 1985–1989	2303–2311
26	1985	2	5. Bibliográfia 1985–1989	2312–2315
26	1985	3	5. Bibliográfia 1985–1989	2316–2334
26	1985	4	5. Bibliográfia 1985–1989	2335–2339
26	1985	5–6	5. Bibliográfia 1985–1989	2340–2355



Évfolyam	Év	Lapszám	Munkalap száma, tartalma	Bibliográfiai egységek tételszámai
27	1986	1	5. Bibliográfia 1985–1989	2356–2358
27	1986	2	5. Bibliográfia 1985–1989	2359–2362
27	1986	3–4	5. Bibliográfia 1985–1989	2363–2380
27	1986	5	5. Bibliográfia 1985–1989	2381–2385
27	1986	6	5. Bibliográfia 1985–1989	2386–2405
28	1987	1	5. Bibliográfia 1985–1989	2406–2408
28	1987	2–3	5. Bibliográfia 1985–1989	2409–2419
28	1987	4–5	5. Bibliográfia 1985–1989	2420–2434
28	1987	6	5. Bibliográfia 1985–1989	2435–2454
29	1988	1–2	5. Bibliográfia 1985–1989	2455–2471
29	1988	3	5. Bibliográfia 1985–1989	2472–2479
29	1988	4	5. Bibliográfia 1985–1989	2480–2483
29	1988	5–6	5. Bibliográfia 1985–1989	2484–2508
30	1989	1	5. Bibliográfia 1985–1989	2509–2517
30	1989	2–3	5. Bibliográfia 1985–1989	2518–2521
30	1989	4–5	5. Bibliográfia 1985–1989	2522–2532
30	1989	6	5. Bibliográfia 1985–1989	2533–2545
31	1990	1–2	6. Bibliográfia 1990–1994	2546–2561
31	1990	3–4	6. Bibliográfia 1990–1994	2562–2575
31	1990	5–6	6. Bibliográfia 1990–1994	2576–2581
32	1991	1–2	6. Bibliográfia 1990–1994	2582–2614
33	1992	1	6. Bibliográfia 1990–1994	2615–2620
33	1992	2–3	6. Bibliográfia 1990–1994	2621–2667
33	1992	4	6. Bibliográfia 1990–1994	2668–2699
34	1993	1	6. Bibliográfia 1990–1994	2700–2730
34	1993	2	6. Bibliográfia 1990–1994	2731–2772
34	1993	3	6. Bibliográfia 1990–1994	2773–2797
34	1993	4	6. Bibliográfia 1990–1994	2798–2818
34	1993	Különszám	6. Bibliográfia 1990–1994	2819–2823
35	1994	1	6. Bibliográfia 1990–1994	2824–2873
35	1994	2	6. Bibliográfia 1990–1994	2874–2930
35	1994	3	6. Bibliográfia 1990–1994	2931–2969
35	1994	4	6. Bibliográfia 1990–1994	2970–3014
36	1995	1	7. Bibliográfia 1995–1999	3015–3066
36	1995	2	7. Bibliográfia 1995–1999	3067–3111
36	1995	3	7. Bibliográfia 1995–1999	3112–3136
36	1995	4	7. Bibliográfia 1995–1999	3137–3168
36	1995	Különszám	7. Bibliográfia 1995–1999	3169–3206
37	1996	1	7. Bibliográfia 1995–1999	3207–3252
37	1996	2	7. Bibliográfia 1995–1999	3253–3276
37	1996	3	7. Bibliográfia 1995–1999	3277–3307
37	1996	4	7. Bibliográfia 1995–1999	3308–3335

Évfolyam	Év	Lapszám	Munkalap száma, tartalma	Bibliográfiai egységek tételszámai
38	1997	1	7. Bibliográfia 1995–1999	3336–3371
38	1997	2	7. Bibliográfia 1995–1999	3372–3423
38	1997	3	7. Bibliográfia 1995–1999	3424–3460
38	1997	4	7. Bibliográfia 1995–1999	3461–3483
39	1998	1	7. Bibliográfia 1995–1999	3484–3514
39	1998	2	7. Bibliográfia 1995–1999	3515–3543
39	1998	3	7. Bibliográfia 1995–1999	3544–3576
39	1998	4	7. Bibliográfia 1995–1999	3577–3590
39	1998	Különszám	7. Bibliográfia 1995–1999	3591–3647
40	1999	1	7. Bibliográfia 1995–1999	3648–3673
40	1999	2–3	7. Bibliográfia 1995–1999	3674–3711
40	1999	4	7. Bibliográfia 1995–1999	3712–3749
41	2000	1	8. Bibliográfia 2000–2004	3750–3770
41	2000	2	8. Bibliográfia 2000–2004	3771–3793
41	2000	3	8. Bibliográfia 2000–2004	3794–3828
41	2000	4	8. Bibliográfia 2000–2004	3829–3853
42	2001	1	8. Bibliográfia 2000–2004	3854–3876
42	2001	2	8. Bibliográfia 2000–2004	3877–3897
42	2001	3	8. Bibliográfia 2000–2004	3898–3932
42	2001	4	8. Bibliográfia 2000–2004	3933–3950
43	2002	1	8. Bibliográfia 2000–2004	3951–3979
43	2002	2	8. Bibliográfia 2000–2004	3980–4046
43	2002	3	8. Bibliográfia 2000–2004	4047–4074
43	2002	4	8. Bibliográfia 2000–2004	4075–4106
43	2002	Különszám	8. Bibliográfia 2000–2004	4107–4162
44	2003.	1	8. Bibliográfia 2000–2004	4163–4186
44	2003.	2	8. Bibliográfia 2000–2004	4187–4205
44	2003.	3	8. Bibliográfia 2000–2004	4206–4267
44	2003.	4	8. Bibliográfia 2000–2004	4268–4315
45	2004.	Különszám	8. Bibliográfia 2000–2004	4316–4328

Kedves Tagtársak, Érdeklődők!

Tisztelettel értesítem Önöket, hogy Nagy Zoltán tagtársunk jóvoltából a *Magyar Geofizika* teljes bibliográfiája 2004-ig bezárólag az alábbi címen elérhető:

[http://www.elgi.hu/Magyar\\_Geofizika/](http://www.elgi.hu/Magyar_Geofizika/)

*username:* mageof

*password:* mge\_Geof2011

Üdvözlettel, Kovács Attila Csaba, titkár

# Megújuló HUNGEO

## Felhívás a 2012. évi konferencia szervezőitől

A magyar földtudományi világtalálkozó ötlete a millicentennárium előkészítése során 1996-ban vetődött fel Budapesten, egymástól függetlenül a geográfusok és a geológusok részéről. A találkozó célját a következőképpen fogalmazták meg:

1. Lehetőséget biztosítani arra, hogy a Magyarországon, a szomszédos államokban és szétszórta a nagyvilágban élő magyar földtudományi szakemberek egymás munkáját közvetlenül megismerhessék az elmúlt évtized tudományos és műszaki eredményei gyakorlati alkalmazásának bemutatásával.
2. A földtudományi oktatók, kutatók és gyakorlati szakemberek eszmecseréje révén előmozdítani az egyes szakterületek és régiók közötti jobb kommunikációt, hatékonyabb együttműködést és a közös publikálást.
3. Kezdeményezni az egységes magyar földtudományi terminológia, valamint a több országban is használható, korszerű oktatási anyagok kidolgozását.

Ezek megvalósítására összefogott a Magyarhoni Földtani Társulat, a Magyar Geofizikusok Egyesülete, a Magyar Tudományos Akadémia, a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetem Térképtudományi Tanszéke és a Balaton Akadémia. Védnökséget vállalt a Magyarok Világszövetsége és 11 más magyarországi intézmény. Szervezőbizottság alakult Komlóssy György geológusnak, a magyarországi Központi Földtani Hivatal volt elnökének vezetése alatt, a közreműködő egyesületek képviselőinek tevékeny részvételével. A munka központja a Magyarhoni Földtani Társulat titkársága lett. Később csatlakozott a HUNGEO programhoz a Magyar Földmérési, Térképészeti és Távérzékelési Társaság (MFTTT), a Magyar Földrajzi Társaság (MFT), Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat (MKBT), és a Magyar Meteorológiai Társaság (MMT).

1996-tól kezdődően 2010-ig már tíz alkalommal különböző helyszíneken rendeztük meg közösen a világtalálkozókat. Mindannyiszor a találkozó programján kirándulás is szerepelt, az adott városhoz közel a határ mindkét oldalának földtani és kulturális nevezetességei szerepeltek a programban. Az eddigi találkozók során minden szomszédos országban jártunk már.

A sikeres programokat folytatni kívánjuk, és szélesíteni akarjuk a résztvevők körét. Sajnos eddig nem sikerült elérnünk sok olyan kollégát, akiről tudjuk, hogy ma is aktívak, és értékes ismereteiket sokan szívesen meghallgatnák. Úgy gondoljuk, hogy a végleg külföldre távozott kollégák mellett az ideiglenes, pár évre külföldön munkát vállaló, továbbtanuló szakembereket is érdemes és szükséges bevonni ebbe a programba. Tudásukat, tapasztalataikat jó lenne, ha átadnák a világon szétszóródott és az itthoni vagy a határon túli munkatársaknak is.

Ezért a szervezőbizottság tagjai akciót kezdenek minél több magyar geo-szakember felkutatása érdekében.

Kérem, hogy ha Ön ismer külföldön dolgozó vagy ott letelepedett geoszakembereket, volt kollégákat, évfolyamtársakat, régi munkatársakat, továbbítsa részükre ezt a felhívást, vagy kérem, adja meg az illető elérhetőségét az egyesület titkárságának ([geophysic@mtesz.hu](mailto:geophysic@mtesz.hu)), és mi fogjuk megkeresni.

A HUNGEO következő összejövetele, találkozója 2012 augusztusának végén lesz Egerben. Nagyon reméljük, hogy felhívásunkra sokan fognak jelentkezni, és élni fognak a lehetőséggel, hogy létrehozhatunk egy magyar Geotudáscentrumot. Meggyőződésünk, hogy az így kialakuló szakmai és baráti kapcsolatok minden résztvevő számára nagyon hasznosak lesznek.

*Pályi András*

# Beszámoló

## a 6. Balkán Geofizikai Kongresszusról

A Balkán Geofizikai Társulat (BGS) elnökségét a Magyar Geofizikusok Egyesülete (MGE) 2009-ben Belgrádban a BGS 5. kongresszusa után vette át a Szerb Geofizikusok Egyesületétől (SzGE).

### A Kongresszus előkészítése

A 6. BGS Kongresszus előkészítését az MGE 2010-ben kezdte meg. 2010. március 22-én Budapesten tartottak egy előkészítő ülést, amelyen az 5. kongresszust szervező SzGE képviselőjében Snezana Komatina-Petrovic elnökszony és a 4. kongresszust szervező Román Geofizikai Társulat (RGT) képviselőjében Dumitru Ioane professzor jelent meg. A megbeszélésen sok tapasztalatot és hasznos tanácsot adtak az MGE-t képviselő Késmárky István alelnök, Kovács Attila Csaba titkár, Bodoky Tamás és Kakas Kristóf tagtársaknak.

A szervezés döntéseire végig rányomta bélyegét a 2008-ban kezdődött gazdasági válság, amely a BGS tagországok nagyobbik részét súlyosan érintette. Így a döntéseinknél fontos szempont volt, hogy kongresszus költségeit minél alacsonyabb szinten tartsuk. Ezeknek a döntéseknek egyik legkritikusabb pontja a helyszín kiválasztása volt. Hegedűsné Petrő Erzsébet ügyvezető titkár és Kovács Attila Csaba titkár sok lehetséges helyszínt megnéztek, míg végül Román Hegybíró Zsuzsanna EAGE elnökségi tag javaslatát figyelembe véve a Hotel Mercure Buda mellett döntöttek. Így utólag megállapítható, hogy ez nagyon szerencsés döntés volt, a kiválasztott szálloda kitűnő helyszínnek bizonyult.

A Kongresszus honlapját ([www.bgs2011.hu](http://www.bgs2011.hu)) Zahuczky Péter kezelte, és ő oldotta meg az online regisztráció és részvételi díjak fizetésének problémáját is. Míg a honlap tartalmáért és a Kongresszus folyamatos és kiváló hirdetéséért, a résztvevők toborzásáért Kakas Kristóf kollégánkat illeti a dicséret.

### Részvétel a Kongresszuson

A Kongresszusnak a kiállítókkal, a szervezőkkel és diák segítőkkel együtt összesen 215 résztvevője volt. Ebből teljes regisztrációt fizetett 159 fő, junior regisztrációt 8 fő és junior előadói regisztrációt 24 fő, ami összesen 191 fizető résztvevőt jelent.

Ingyenes részvételt biztosítottunk az EAGE két és az SEG egy képviselőjének, míg az MGE részéről 11 szervező és 10 diák segítő szerepelt a résztvevők között.

Nem számoltuk a résztvevők közé a Kongresszust ingyenesen meglátogató egyetemista csoportokat, 13 főt a Miskolci Egyetemről és két csoportban összesen 19 főt a budapesti ELTE-ről.

### A Konferencia programja

A szakmai program összeállítása és levezénylése egy Programbizottság (PB) feladata volt, ezt Plank Zsuzsa vezette, tagjai Bodoky Tamás, Draskovits Pál, Kakas Kristóf és Lenkey László voltak. A szakmai program összeállítását nagyon sokban segítette, hogy az előadások bejelentése az EAGE előadásbejelentő számítógépes rendszerén keresztül online történhetett. Ezt és a kongresszusi CD elkészítését az EAGE támogatásként nyújtotta a Kongresszus szervezéséhez.

A bejelentett előadások száma a meghosszabbított határidő (július 5.) lejártáig összesen 173 volt (131 előadás bejelentése a BGS tagországokból, 42 előadás más országokból érkezett) ebből a 158 került elfogadásra, 15 előadást visszautasított a PB. Az elfogadott előadások kerültek fel az EAGE által 350 példányban kiadott „Conference Proceedings & Exhibitors' Catalogue” CD-re, amelyet minden résztvevő megkapott.

A közvetlenül a Kongresszus előtt megjelent kongresszusi „Programme and Catalog” füzet a már a közben történt változásokkal korrigált, részletes programon túl a szponzorokat és a kiállítókat ismertette, valamint minden, a Kongresszussal kapcsolatos egyéb információt is tartalmazott.

A Konferencia szakmai programja megnyitóléssel indult, amelyen a Társulat vezetőin kívül a konferenciának helyet adó Budapest székesfőváros főpolgármester-helyettese és az EAGE képviselője is üdvözölte a Kongresszust. Ezt két igen érdekes meghívott előadás követte, melyeket Horváth Ferenc budapesti és Hajnal Zoltán kanadai professorok tartottak.

A Konferencia előtt és során az előzetesen meghirdetett programból 36 előadást kellett törölni, mert az előadók nem tudtak Budapestre jönni, és utólagosan 8, előre nem jelzett előadás került be a programba. Így összesen 130 előadás hangzott el, illetve került bemutatásra, amelyből 69 szóbeli és 61 poszterelőadás volt. A szóbeli előadások 2 előadóteremben 14 előadói szekcióra bontva, a poszter bemutatók 3 poszterbemutató területen 9 szekcióra bontva párhuzamosan folytak.

## Ifjúsági vetélkedő

A szakmai programot egy, a fiataloknak, elsősorban diákoknak rendezett vetélkedő egészítette ki, amelyet Draskovits Pál készített elő és vezényelt le. A vetélkedőn tíz csapat (1 bolgár, 1 török, 1 ukrán és 7 magyar) vett részt 29 játékkal. Kiindulva a „Nem a győzelem, hanem a részvétel a fontos” coubertini gondolatból, a vetélkedő elején minden játékos kapott egy Budapest fotoalbumot, a Magyar Geofizikusok Egyesülete ajándékaiként. A vetélkedőt az ukrán csapat nyerte meg 64 ponttal (a kérdőívek helyes kitöltését 83%-ban teljesítette); második helyezett a GES-ELGI csapat 61 ponttal (a kérdőíveket 75%-ban jól töltötték ki), harmadik lett a Miskolci Egyetem csapat 59 ponttal (szintén 75%-os eredménnyel). A három legjobb csapat tagjai díjként habán motívumokkal díszített kerámiatárgyakat kaptak (ezeket az ENeRG szponzorálta), valamint egy-egy magyar/angol nyelvű könyvet, amely Eötvös Loránd három alapvető publikációját tartalmazza (az ELGI ajándékaiként).

## Műszerkiállítás

A Kongresszushoz tartozó kiállítás megszervezésében Törös Endre jelentős nemzetközi tapasztalatával és kapcsolatrendszerével meghatározó szerepet játszott. Kitartó és szorgalmas munkájának eredményeként nemcsak az összes kiállítói hely – szám szerint 24 – kelt el, hanem helyhiány miatt a végén még vissza is kellett utasítani néhány jelentkezőt. A kiállítóknak a szálloda környékén „terepi” bemutatót is biztosított a szervezés, amely igen nagy létszámú érdeklődő jelenlétében zajlott. A kiállítók elég egybehangzó véleménye szerint a kiállítást nagyon jól szervezték, és a kiállítóknak megérte azon részt venni.

## Társasági események

A kongresszusi programhoz tartoztak még az ún. „social event”-ek, társasági események. Ezek sorát egy kötetlen vacsorameghívás nyitotta meg, amelyet a BGS tagegyesületek vezetőinek adott az MGE és a Szervező Bizottság vasárnap, a Kongresszus megnyitásának előestéjén.

A Kongresszus első napjának estéjén a szokásos „ice breaker” fogadás oldotta a hangulatot.

A fő esemény a gála este egy dunai hajókirándulással egybekötött vacsora volt, amely rendkívül jól sikerült. Vendégeink jó hangulatban, jó ételek és italok mellett rendkívül szép oldaláról láthatták esti kivilágításban Budapestet.

A kongresszus utánra tervezett kirándulást a Dunakanyarba érdeklődés hiányában töröltük.

## A Kongresszus zárása

A Kongresszus szerda délután záróüléssel fejeződött be, ezen osztották ki a fiatal résztvevők legjobb fiatal előadói és a legjobb poszter díját, valamint a vetélkedő más díjait. A záróülés legfontosabb eseményeként Bodoky Tamás bejelentette, hogy a BGS elnökségének határozata értelmében a BGS elnökségét az Albán Geofizikai Társulat (AGT) veszi át, és a következő, 7. BGS Kongresszust Albániában fogják megrendezni két év múlva, 2013-ban. Ezután átadta a BGS zászlaját Alfréd Frasherinek az AGT képviselőjének.

A záróülés után volt még egy szabadon választható lehetőség, az Eötvös Loránd Emlékkiállítás és a régi műszerek gyűjteményének megtekintése az ELGI-ben. A szervezőket is meglepte az erre az alkalomra jelentkező érdeklődők nagy száma. Így ez a kötetlen, utolsó utáni esemény is igen jól sikerült, méltó lezárását adva a Kongresszusnak.

## A Kongresszus mérlege

Bár a rendezvény teljes pénzügyi elszámolása még nem készült el, annyit azért már lehet látni, hogy anyagilag a rendezvény a nagyon erősen leszorított árak ellenére sem lett veszteséges, ugyanakkor úgy vélem, az MGE és magyar geofizika megbecsültségét és ismertségét (presztizsét) igen jelentősen növelte. Köszönet ezért mindazoknak, akik dolgoztak érte.

Befejezésül hadd tegyek ide két külföldről érkezett üzenetet, az elsőt Isztambulból, a másodikat a texasi Austinból kaptuk.

Tárgy: BGS Congress  
Feladó: Ahmet T. Basokur  
Címzett: Prof. Dr. Tamás J. Bodoky  
Dátum: 2011.10.17, 09:10

Dear Prof. Bodoky,

I would like to thank you and all Hungarian colleagues for your contribution to Balkan Geophysical Society and organizing very successful meeting.

Your success was very important for the continuation of the society. Thanks again for your hospitality and kindness.

Best regards  
Ahmet T. Basokur

Subject: Follow up BGS 2011 Technical Exhibition  
 Date: Wed, 12 Oct 2011 11:48:50 -0500  
 From: „Geza Nemeth” <[geza@seismicinstruments.com](mailto:geza@seismicinstruments.com)>  
 To: Dr. Endre Törös <[toros@elgi.hu](mailto:toros@elgi.hu)>

Hello Bandi,

Hetfőn szerencsésen visszaérkeztünk Austin-ba. Ezúton szeretném megköszönni a segítséget a terepi bemutatóval kapcsolatosan, és egyben gratulálok a BGS sikeres megrendezéséhez! Azt hiszem kimagaslóan jó volt a szervezés és a lebonyolítás is, és mind a kiállítók, mind a résztvevők nagyon jó benyomással utaztak el Budapestre.

Üdv, Geza

*Bodoky Tamás*



A vasárnap esti vacsorán kötetlen formában lehetett előkészíteni az elnökség döntéseit



A „Keynote speaker”-ek, Horváth Ferenc középen és Hajnal Zoltán jobbról Posgay Károllyal a kezdés előtt



Az előadások rendben folynak



Nem mindig csak a szakmai tartalom volt figyelemre méltó





„Coffee break”: balról Kakas Kristóf, Németh Géza, Németh Mari, Hajnal Zoltán és Késmárky István



A remekül sikerült kiállítás



A Kongresszus lelke: a regisztrációs pult (Plank Zsuzsa és Petró Erzsébet)



Készülődés a poszterbemutatóra



Poszterbemutató



Sumanovac zágrábi professzor a földrengések szekcióját vezeti





Nagy érdeklődés kísérte a „terepi” műszerbemutatókat



Sok fiatal szakembert mozgósított a „GeoQuiz” vetélkedő



Indul a gálaeste hajója



A gálavacsora résztvevői



Az Elnökség meghozza határozatát (balról Bodoky Tamás, Késmárky István, Dumitru Ioane, George Apostolopoulos, Ahmet Basokur, Stefan Shanov, Asaf Kutlu, Alfred Frasher, Snezana Komatina-Petrovic és Grigoris Tsokas)



A győztes ifjúság (jobbról Ali Kanli professzorral, balról Késmárky Istvánnal és Hegybirő Zsuzsannával)





Alfred Frasheri átveszi a BGS elnökségét és zászlaját Bodoky Tamástól



Bodoky Tamás (már nyakkendő nélkül) az ELGI műszergyűjteményét mutatja be

# Még egyszer Bécsről, vagy ami az előző számból kimaradt

## Vienna'11 – az EAGE 73. kongresszusa

Az EAGE és az SPE (Society of Petroleum Engineers) kongresszusának helyszíne Bécs volt. A résztvevő két, nem meglepő benyomását előre kell bocsátanunk: óriási méretek, hagyományosan hibátlan szervezethez. A kongresszusnak, a kiállításnak és a kapcsolódó rendezvények sorának otthont adó kiállítási épületegyüttes – Reed Messe Wien – olyan nagy, hogy csak egy részét foglalta el a két kiállítási csarnok, a kilenc előadóterem, a külön posztercsarnok. A szervezethez pedig – hála az EAGE professzionális rendező csapatának – hiba nélküli volt. Az alábbiakban – a *First-Break* cikkét felhasználva – a legérdekesebb vonatkozásokat ismertetjük.

Az elmúlt 17 évben Bécs már harmadik alkalommal adott otthont a kongresszusnak, az osztrák főváros szinte az EAGE második otthonává vált. A kb. 6000 résztvevő létszáma is azt jelezte, hogy az EAGE a világ vezető földtudományi szakmai szervezetévé vált (taglétszám: 16 000). A már egy éve kiválasztott mottó – „nem hagyományos energiaforrások, technikai lehetőségek” – a fukushimai tragédia és a nem hagyományos gáztelepek kiaknázásának környezetvédelmi problémái miatt igen időszerűnek bizonyult. A nem hagyományos gondolkodás elősegítésére szolgált az első EAGE Fórum, amely szokatlan és igen magas szintű dialógust eredményezett. A 300 céget és intézményt felvonultató kiállítás azt reprezentálta, hogy a geofizikai szolgáltató cégek a világgazdasági válság és bizonytalanság ellenére igen aktívak, és bíznak a jövőben.

Az előadások programja minden eddigieknél gazdagabb volt. Több mint 570 szóbeli előadás, 300-nál több poszter és külön 80 ifjúsági poszterelőadás szerepelt a programban. Ezt gazdagította a 7 tanfolyam, a 14 workshop és a két kirándulás.

Az ifjúsági rendezvények (Student Programme) szokásos és szakszerű sorát még egy izgalmas vetélkedő és falmászverseny is gazdagította. A hagyományos gálavacsorát a gyönyörűen felújított Hofburgban rendezték – nos, innen e sorok írója a kiváló ételek-italok ellenére idő előtt távozott, mert olyan sok helyen olyan hangosan szólt a zene, hogy az már sok volt a füleinek.

### Az Egyesület szereplése az EAGE kongresszuson

Amint azt már többször megírtuk a *Magyar Geofizika* hasábjain, az Egyesület idei nagy feladata a 6. Balkán Geofizikai Kongresszus (BGS2011) megrendezése. Bécsi szereplésünket e célra használtuk fel. Mint az EAGE társult tagjai, az MGE is, a BGS is egy-egy kiállítóhelyet kapott a rendezőktől. A két helyet egybenyitottuk, a falakra pedig az Egyesület tevékenységét és a BGS kongresszus előkészítését bemutató posztereket tettünk. Úgy gondoltuk, hogy ez még nem eléggé figyelemfelkeltő, ezért az ELGI gyűjteményi raktárából kihoztuk azt az Auterbál torziós ingát, amely annak idején, 1936–1937-ben a budafapusztai sikeres mérésekben is használatos volt, úgy-ahogy rendbe hoztuk, és a kiállítóhelyünk előtt felállítottuk. (Az inga megtalálásáért Szabó Zoltánnak, a helyszín előkészítéséért Hegybíró Zsuzsannának tartozunk köszönettel.) Nos, a siker megfelelő volt: sok érdeklődőnek kellett mesélni az Eötvös-ingáról, és ennek ürügyén mindenki megkapta a BGS kongresszus második, a nyomdából frissen kikerült körlevelét.

Az Auterbál az EAGE elnökségének figyelmét is felkeltette. A kiállítás zárásakor az EAGE elnöksége hagyományosan végiglátogatja a társegyesületek bemutatóit. A mi kiállítóhelyünkön J. Underhill, az EAGE most hivatalba lépő elnöke – az elnökség többi tagjával együtt – sokáig hallgatta a magyarázatot a torziós inga működéséről és tudománytörténeti jelentőségéről, és megígérte, hogy eljön a BGS2011 megnyitójára. Kérésének megfelelően a *First-Break* szeptemberi számába ismertetést írtunk az Egyesület múltjáról, jelenéről és jövőjéről, amely megjelent.

A 6. Balkán konferencia sikeres megrendezése érdekében megállapodást írt alá az MGE és az EAGE képviselője. Ennek értelmében az EAGE az előadások bejelentésének online bonyolítását, az előadások DVD-n történő kiadását, valamint az Earth.doc könyvtárban való közzétételét vállalta. (A DVD elkészült, a BGS2011 elfogadott előadásai már szerepelnek az EarthDoc-ban.) Egyúttal kölcsönösen kiállítói helyet biztosít a két egyesület egymásnak az évi nagyrendezvényein. (Ez Bécsben már teljesült, az EAGE kiállítási területét pedig előkészítettük a Hotel Mercure Buda földszintjén.)

Kakas Kristóf



A geoelektromos szakma nagy öregje, D.S. Parasnis professzor az Auterbál inga mellett



Az EAGE és a BGS együttműködési megállapodásának aláírása. Az EAGE képviselőiben Hegybíró Zsuzsanna és Marcel van Loon, a BGS elnökségét ellátó MGE képviselőiben Késmárky István, Törös Endre és Kakas Kristóf

# EAGE, Near Surface, 2011, Leicester

2011. szeptember 12-től 14-ig a nagy-britanniai Leicesterben az EAGE 17. alkalommal rendezte meg a Near Surface konferenciát és kiállítást. A rendezvénynek az 1921-ben alapított University of Leicester szolgált helyszínül. Az egyetem – a Miskolci Egyetemhez hasonlóan – gyönyörű zöld környezetben, a Victoria Park mellett található, 1,5 km-re a városközponttól.

A konferenciára hozzávetőleg 80 szóbeli és 50 poszter-előadással jelentkezett a kb. 200 regisztrált résztvevő. Az előadások a mérnök- és környezetgeofizikai tématerületek széles körét érintették. A poszterszekciókban több magyar előadás is elhangzott:

*N. P. Szabó, Á. Gyulai & A. N. Paripás* (University of Miskolc): On the Improvement of Inverse Modeling in Geoelectric Exploration

*A. N. Paripás & T. Ormos* (University of Miskolc): Ambiguity Question in Kinematic Multilayer Refraction Inversion

*N. P. Szabó & M. Dobróka* (University of Miskolc): Geostatistical Approach for Shale Volume Estimation in Water-bearing Formations

*M. Dobróka & J. Somogyi Molnár* (University of Miskolc): Pressure Dependence of Seismic Q – A New Petrophysical Model

*S. Szalai* (Hungarian Academy of Sciences), *A. Novák* (GGRI HAS), *M. Varga* (KBFI Triász Ltd.) & *L. Szarka* (GGRI HAS): Practical Results of a Research Project

*S. Szalai & L. Szarka* (GGRI HAS): Incorporating Once-developed Geoelectric Arrays into Two-dimensional Multi-electrode Measurements

A rendezvényen az előadók mellett 27 kiállító cég is képviseltette magát. Szeptember 11-én két workshopot is szerveztek: GPR (Ground Probing Radar) berendezés működéséről és passzív szeizmikus módszerek felszín közeli alkalmazásáról.

Az utolsó előtti estén került sor a gálavacsorára az Athena étteremben, melynek extravagáns épületét 1936-ban mozinak építették. A vacsorán különböző helyi és egzotikus ételeket szolgáltak fel, mely a város multikulturális társadalmát tükrözte. Az ételek mellett belekóstolhattunk a tradicionális brit zenei és táncos kultúrába is.

Az idei brit szervezés után jövőre Párizsban tervezik megrendezni az EAGE Near Surface konferenciát, mely bizonyosan gyönyörű környezetet és kulturális háttérrel ad majd a rendezvénynek.

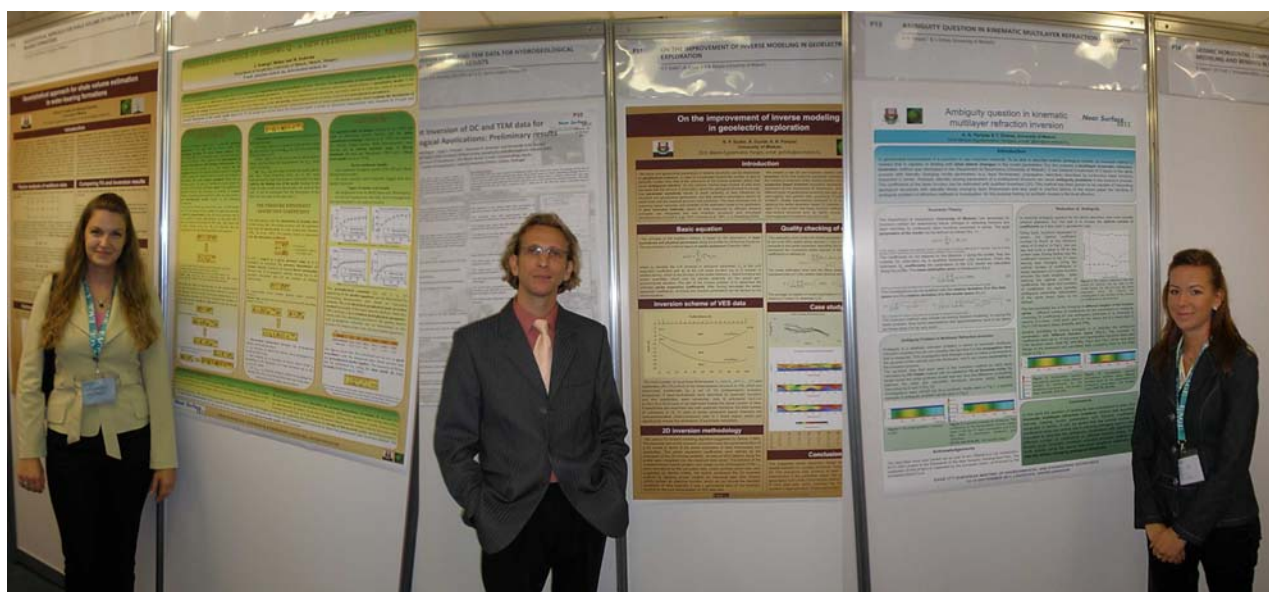
Jó Szerencsét!

*Paripás Anikó Noémi és  
Somogyiné Molnár Judit*



A „miskolci trió” Leicesterben a konferencia épülete előtt (Somogyiné Molnár Judit, Szabó Norbert Péter és Paripás Anikó Noémi)





A posztterek előtt, a tudomány szolgálatában (Somogyiné Molnár Judit, Szabó Norbert Péter és Paripás Anikó Noémi)

# A szeizmikus/akusztikus sebesség és a jósági tényező kőzetnyomástól való függését leíró kőzetfizikai modellek

SOMOGYINÉ MOLNÁR JUDIT<sup>1</sup>, DOBRÓKA MIHÁLY<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Miskolci Egyetem, Geofizikai Intézeti Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros  
E-mail: gfmj@uni-miskolc.hu

<sup>2</sup>MTA–ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoport, 3515 Miskolc-Egyetemváros  
E-mail: dobroka@uni-miskolc.hu

A kőzetekben terjedő akusztikus hullámok sebességének és jósági tényezőjének nyomásfüggése széles körben tanulmányozott kőzetfizikai probléma. Elsősorban azért, mert a tároló kőzetekben a hullámsebesség és a csillapodás nyomásfüggésének ismerete fontos előfeltétele annak, hogy a laboratóriumi méréseket in situ jellemzőkkel tudjunk összefüggésbe hozni, és a szeizmikus méréseket kőzetfizikai paraméterek vonatkozásában tudjuk értelmezni. A cikkben új kőzetfizikai modelleket mutatunk be, melyek a szeizmikus sebesség és a jósági tényező nyomásfüggését írják le. A modellek alapelve, hogy változó nyomás hatására a kőzetekben mikrorepedések nyílnak és záródnak. A modelleket hazai szénhidrogén-kutató fúrásokból származó kőzetmintákon mért longitudinális sebességadatokon, illetve a nemzetközi irodalomban publikált szeizmikus sebesség- és jósági tényező adatrendszeren alkalmaztuk. A mérések különböző nyomáson történtek, és a modellparamétereket linearizált/együttes inverziós módszerrel határoztuk meg. A jelenség tanulmányozása azért is fontos, mert a szeizmikus/akusztikus mérések segítségével következtetni tudunk a kőzetnyomás változásaira.

## Somogyi Molnár, J., Dobróka, M.: Petrophysical models for describing the pressure dependence of seismic/acoustic velocity and quality factor

The pressure dependence of velocity and quality factor of acoustic waves in rocks is an extensively studied rock physical problem, because the knowledge of pressure dependence of wave velocity and attenuation in reservoir rocks is an especially important prerequisite for relating laboratory measurements to in situ rock properties, and for interpreting seismic measurements in terms of petrophysical parameters. In the paper, we introduce new petrophysical models that describe the pressure dependence of seismic velocity and quality factor. The models are based on the idea that microcracks in rocks are opened and closed under the change of pressure. The models were applied to longitudinal velocity data measured on core samples originated from oil drilling wells and also seismic velocity and quality factor data sets (2 samples) published in international literature. Measurements were carried out as a function of pressure and the model parameters were determined by using linearized/joint inversion methods. Investigating this phenomenon is relevant, because we can infer the changes in rock pressure directly from seismic/acoustic measurements.

*Beérkezett:* 2011. október 11.; *elfogadva:* 2011. október 25.

## Bevezetés

Az akusztikus hullámterjedés jellemzői a kőzetek fontos mechanikai tulajdonságairól hordoznak információt, ezért a kőzetparaméterek laboratóriumi és in situ vizsgálatában az akusztikus hullám sebességének, illetve csillapodásának meghatározása gyakori feladat. A kutatók a különböző kőzetekben terjedő akusztikus hullám sebességét különböző terhelés (Wyllie et al. 1958, Stacey 1976, Sengun et al. 2011), ill. pórusnyomás alkalmazása mellett (Nur és Simmons 1969, Yu et al. 1993, Darot, Reuschlé 2000, He, Schmitt 2006) több évtizede tanulmányozzák. Így közismert, hogy a hullámsebesség növekvő nyomás mellett nő,

amit Yu et al. (1993), Best (1997), Hassan és Vega (2009), Sengun et al. (2011) a kőzetekben lévő mikrorepedések nyomás alatti bezáródásával magyaráznak. A hullámterjedési sebesség nyomásfüggésére Singh et al. (2006) számos homokkő mintán mért P és S hullám terjedési sebességének megfigyelése alapján empirikus modellt alkotott. Prasad (2002) a P és S hullámok terjedési sebességeinek arányából a túlnyomásos, illetve gázzal telített zónák helyére következtetett.

Az akusztikus hullám csillapodása növekvő nyomással csökken, amely jelenség szintén a kőzetekben lévő mikrorepedésekkel magyarázható (Lucet, Zisner 1992, Yu et al. 1993). Toksöz et al. (1979) nyomás alatt lévő száraz, vízzel,

tengervízzel és metánnal telített, valamint fagyott mintákon mértek  $P$  és  $S$  hullámsebességeket, illetve vizsgálták a hullámok csillapodását. Megállapították, hogy a csillapodás nagyobb a vízzel, tengervízzel telített mintánál, mint a metánnal telített vagy száraz minta esetében, valamint hogy a csillapodás csökken a nyomás növelésével. Johnston et al. (1979), Yu et al. (1993), Best (1997) az utóbbi jelenséget (kvalitatív) a közetrepedések bezáródásával magyarázták.

A hullámterjedési jellemzők közetnyomástól való függésének leírására a kvalitatív magyarázat nem elég, szükség van a jelenség kvantitatív tárgyalását lehetővé tevő közzetfizikai modellek megalkotására. A nemzetközi irodalomban számos, a hullámterjedési jellemzők leírására alkalmas közetmodell ismert: Biot-modell (Biot 1956a, 1956b), Gassmann-modell (Gassmann 1951), „érintkező sugár” modell (Duffy, Mindlin 1957), sűrűlódásmodell (Winkler, Nur 1982, Stewart et al. 1983) stb. Ezek a modellek közzetfajtától függően adnak megfelelő közelítést az adott jelenségek leírására. A Biot-modell pl. egy porózus, rugalmas közetvázból és viszkózus, összenyomhatatlan pórufolyadékából álló két-fázisú rendszert ír le. Az ebben terjedő hullám terjedésének, csillapodásának sajátosságait a közetváz és a póruskitöltő folyadék közötti relatív mozgással magyarázza. Ez és a többi modell közzetfajtától függően ad megfelelő közelítést adott jelenségek leírására. Ebben a dolgozatban a közetrepedések bezáródásának/nyílásának kvalitatív szemléletére alapozva új közzetfizikai modelleket mutatunk be az akusztikus hullámsebesség és a jósági tényező nyomásfüggésének kvantitatív leírására.

## A nyomásfüggő sebességmodell

A természettudományos megismerésben fontos szerepet kap a modellalkotás. Az anyagi világ jelenségeit rendszerint nem tudjuk maguk teljességében leírni, mivel azok általában annál jóval bonyolultabbak. Ezért arra törekszünk, hogy a jelenségek magyarázatában kiragadjuk a legfontosabb, leglényegesebb tulajdonságokat, és az összes többi (más szempontból esetleg fontos) sajátosságot elhanyagolva próbáljuk megadni a jelenség magyarázatát. Így modellt állítunk fel, mely során a vizsgált struktúrát egyszerűsítjük és a továbbiakban a modell tulajdonságairól beszélünk.

A közetekben terjedő rugalmas hullámok sebessége a közetalkotó ásványok és kötőanyagok (közetváz) típusától, mennyiségétől és strukturájától, a közet porozitásának mértékétől, a póruskitöltő anyagok fajtájától, mennyiségétől, valamint a mikrorepedezettségtől is függ. A nyomásfüggés leírására több kvalitatív elgondolás is létezik. Az egyik ilyen elgondolás szerint (Birch 1960) a nyomás növekedésével a pórusok térfogata csökken, és növekvő terjedési sebesség mérhető a közetmintán. A nyomásfüggés jelenségét a mikrorepedések záródásával is lehet magyarázni (Brace, Walsh 1964). Mint ismeretes, ezek a mikrorepedések az ún. reverzibilis tartományban felterheléskor záródnak, leterheléskor maradéktalanul újra kinyílnak. Természetesen az általunk

alkalmazott egytengelyű terheléssel ezt a helyzetet csak közelíteni lehet, csupán a repedések egy részét zárjuk a minta nyomásával. Ezt a kvalitatív képet elfogadva, longitudinális akusztikus hullámok és egytengelyű terhelés esetén érvényes (kvantitatív) közzetfizikai modellt (Molnár, Dobróka 2010) állíthatunk fel, mely kizárólag az elasztikus tartományban érvényes.

Ha a közetben  $d\sigma$  feszültségnövekedést hozunk létre, akkor a bezáruló mikrorepedések  $dN$  számáról feltételezhetjük, hogy egyenesen arányos a  $d\sigma$  feszültségnövekménnyel. Ugyanakkor  $dN$  egyenes arányosságban áll  $N$ -nel, a nyitott mikrorepedések számával is. Ezt a két alapfeltevést a

$$dN = \lambda N d\sigma \quad (1)$$

differenciálegyenlettel írhatjuk le, ahol  $\lambda$  egy, az anyagra jellemző új közzetfizikai paraméter, és a negatív előjel azt fejezi ki, hogy növekvő feszültségnél a repedések zárultával a nyitott mikrorepedések száma csökken.

A fenti differenciálegyenletet megoldva kapjuk

$$N = N_0 e^{-\lambda\sigma}, \quad (2)$$

ahol  $N_0$  a feszültségmentes állapotban ( $\sigma = 0$ ) a nyitott repedések száma.

Egy másik alapfeltevés, hogy a terjedési sebesség a  $d\sigma$  nyomásváltozás hatására bekövetkező  $dv$  megváltozása és a bezáruló mikrorepedések  $dN$  száma között egyenes arányosságot áll fenn:

$$dv = -\alpha dN, \quad (3)$$

ahol az  $\alpha$  arányossági tényező (anyagi minőségtől függő konstans), a negatív előjel pedig azt fejezi ki, hogy a sebesség csökkenő repedésszám esetén növekszik. A (2) egyenlet alapján

$$dN = -\lambda N_0 e^{-\lambda\sigma} d\sigma, \quad (4)$$

amivel (3) a

$$dv = \alpha \lambda N_0 e^{-\lambda\sigma} d\sigma \quad (5)$$

alakot ölti. Az (5) egyenlet megoldása után

$$v = K - \alpha N_0 e^{-\lambda\sigma} \quad (6)$$

adódik, ahol  $K$  ismeretlen integrációs állandó. Terheletlen állapotban ( $\sigma = 0$ ) a közetben terjedő rugalmas hullám sebessége mérhető, melynek értékét jelölje  $v_0$ . A fenti egyenlet alapján ekkor  $v_0 = K - \alpha N_0$ , amiből a  $K$  integrációs konstansra  $K = v_0 + \alpha N_0$  adódik. Bevezetve a  $\Delta v = \alpha N_0$  jelölést, a (6) egyenlet a

$$v = v_0 + \Delta v (1 - e^{-\lambda\sigma}) \quad (7)$$

formában írható fel. A (7) egyenlet elvi összefüggést ad a terjedési sebesség és a közetnyomás kapcsolatára. A sebesség mint a nyomás függvénye  $v_0$ -tól a  $v_{\max} = v_0 + \Delta v$  értékig növekszik az  $1 - \exp(-\lambda\sigma)$  függvénynek megfelelően. A sebesség a  $v_{\max}$  határértéket – a modell szerint – magas feszültségértékek mellett veszi fel. Az egyenletben bevezetett  $\Delta v$  az a sebességtartomány, amelyben a terjedési sebesség változhat a terhelésmentes állapottól kezdve a nagy közetnyo-

mással jellemzett állapotig. (Mindez természetesen csak a (reverzibilis) modell keretében érvényes, mert a nagy feszültségek tartományában a közetben új mikrorepedések is keletkeznek. Az új repedések keletkezését a mérések során azzal igyekeztünk elkerülni, hogy a közetmintákat csupán a törőszilárdság 20–30%-áig terheljük annak érdekében, hogy a reverzibilis tartományban maradjunk. A tartomány átlépésekor az ún. kritikus nyomást (Anselmetti, Eberli 1997) meghaladva a minta roncsolódása miatt a terhelés hatására új repedések nyílnak, és a mérhető szeizmikus sebesség – a nyomás növekedésével – csökken. Ez a jelenség kívül esik vizsgálatainkon, leírására más modell megalkotása szükséges.)

### A nyomásfüggő jósági tényezőn alapuló modell

A mikrorepedések hatását a jósági tényezőre a szerkezeti mechanizmusok részletes vizsgálata nélkül, a fentiekhez hasonló megfontolások alapján is tárgyalhatjuk. Nyilvánvaló, hogy a repedések fajlagos számának növekedése hatással van a jósági tényező megváltozására ( $dQ$ ), azaz

$$dQ = -\beta dN, \quad (8)$$

ahol a  $\beta$  arányossági tényező, és a negatív előjel azt fejezi ki, hogy a nyitott mikrorepedések számának növekedése esetén a jósági tényező értéke csökken. A mikrorepedések számának  $dN$  megváltozása összekapcsolja a nyomásfüggő jósági tényező modelljét az előző fejezetben bemutatott modellel. Egyesítve a fenti feltételt a (4) egyenlettel:

$$dQ = \beta \lambda N_0 e^{-\lambda \sigma} d\sigma \quad (9)$$

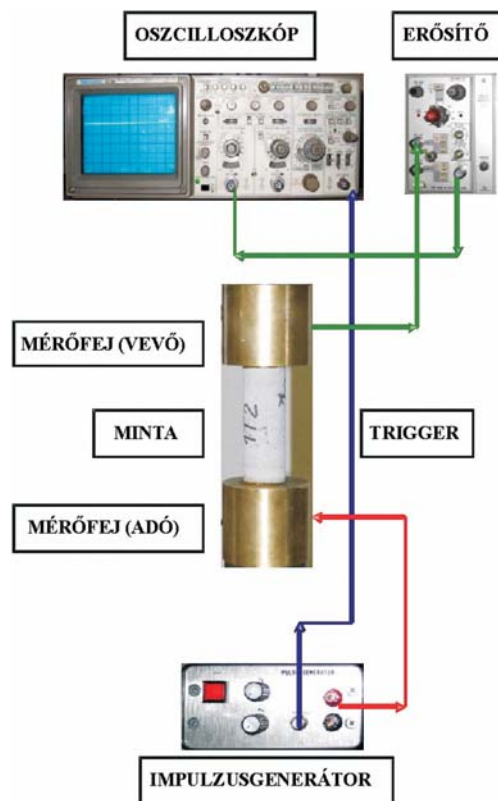
adódik. Bevezetve a  $\Delta Q = \beta N_0$  jelölést, a fenti egyenlet megoldása az alábbi alakot ölti

$$Q = Q_0 + \Delta Q(1 - e^{-\lambda \sigma}), \quad (10)$$

ahol  $Q_0$  a jósági tényező nyomásmentes állapotban ( $\sigma = 0$ ) és  $\lambda$  az (1) egyenletben bevezetett anyagi jellemző paraméter. Ismeretes, hogy az akusztikus hullám csillapodásának számos oka lehet (geometriai csillapodás, szórás stb.). A (10) egyenlettel csupán a közetnyomás változásának hatására a jósági tényezőben (a mikrorepedések záródása/nyílása miatt) bekövetkező változást és az ebből adódó abszorpciót kívánjuk leírni.

### Az akusztikus hullámsebesség és a jósági tényező mérése

A mérések speciális mérőberendezés összeállítását tették szükségessé. Az akusztikus hullám terjedési sebességét az impulzusátviteli módszerrel mértük (Toksöz et al. 1979). A méréshez szükség volt jeladó és -vevő eszközökre (piezo-elektromos mérőfejek), az adót gerjesztő impulzusgenerátorra és érzékelő műszerre (oszilloszkóp). A mérési elrendezés az 1. ábrán látható (Dobróka et al. 2008).



1. ábra A longitudinális hullámsebesség mérésére szolgáló berendezés elvi vázlata

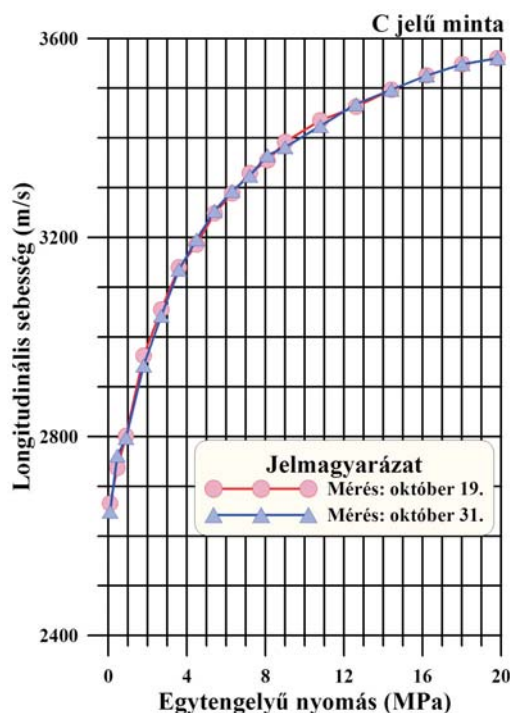
Figure 1 Schematic diagram of the equipment for measuring longitudinal wave velocity

A közetmintákat egytengelyű terhelés alatt vizsgáltuk a ME Bányászati és Geotechnikai Tanszékének elektromechanikus anyagvizsgáló berendezésével. A terhelések az adó- és vevőfejekon keresztül adódnak át a közetmintára. A terhelés változtatása kis lépésekben (1 kN) történt, és minden nyomáson megmértük a terjedési időt. A közetminták törési szilárdságai ismertek voltak a mérések során, melyeket nem közelítettük meg, hogy újabb repedéseket ne okozunk a közetmintákban. A mérések során az eltérő törési szilárdság következtében mintánként eltérő volt a maximális terhelés értéke. Egy hazai cég felkérésére mérősorozatot végeztünk, mely során számos különböző közetmintán – ezekből kettőt mutatunk be a cikkben – mértünk nyomásfüggő longitudinális sebességeket.

A mérőberendezést és magát a kísérletet jellemző fontos kérdés, hogy mennyiben reprodukálhatók a mérések. Ezért a C jelű minta esetében megismételtük a mérést. Az eredményt a 2. ábra mutatja, melyen látható, hogy a második mérés igen jó közelítéssel megegyező eredményt adott, s a jelenség jól reprodukálható. Az ábra alapján egyben azt is megállapíthatjuk, hogy a mérések során új repedéseket nem hoztunk létre a mintában, így a rugalmas tartományt nem léptük túl.

Mivel a jósági tényezőt a létrehozott mérési elrendezéssel nem állt módunkban megmérni, a jósági tényező – közetnyomás modellt Prasad és Manghnani (1997), ill. Yu et al.





**2. ábra** Ismételt mérések eredménye az C jelű kőzetminta esetében a reprodukálhatóság vizsgálatának céljából

**Figure 2** Result of repeated measurements of sample C for checking the reproducibility

(1993) által publikált jósági tényező és akusztikus sebesség- adatokon teszteltük. A hullámsebességek mérésére a szerzők az impulzusátviteli módszert alkalmazták. Prasad és Manghnani (1997) a különböző nyomáson elvégzett mérések hibáját 1% körülinek becsülték. A jósági tényezőt ( $Q$ ) a spektrális arány módszere (Toksöz et al. 1979) segítségével mérték azzal a feltételezéssel élve, hogy  $Q$  az alkalmazott frekvenciatartományban nem függ a frekvenciától (konstans  $Q$  modell).

A közetmodelleket az A és B jelű saját mintákon mért, valamint Prasad és Manghnani (1997) által Berea homokkővön, illetve Yu és szerzőtársai (1993) által Perm korú szénmintán mért adatrendszeren teszteltük. Az A jelű minta finomszemcsés homokkő, míg a B jelű durvaszemcsés homokkő. A Berea közepszemcsés homokkő minta mikrorepedezettséget, illetve gyengén cementáltságot mutatott. A felső-Perm korú feketekőszén minta nagyrészt homogén volt, a központi részén mikrosávost mintázatot figyeltek meg.

## A közetmodellek alkalmazása a mért adatrendszeren

A felállított közetfizikai modellek megteremtik annak a lehetőségét, hogy a közet ( $v_0$ ,  $Q_0$ ,  $\Delta v$ ,  $\Delta Q$ ,  $\lambda$ ) paramétereinek ismeretében a (7) és (10) egyenlet segítségével tetszőleges nyomásnál meg tudjuk határozni a terjedési sebesség, illetve a jósági tényező értékeit. A geofizikai inverzió terminológiájával fogalmazva ezek az egyenletek a direktfeladat megoldását jelentik. A fentiekben bevezetett közetfizikai modellekben szereplő modellparamétereket laboratóriumi mérési adatok alapján linearizált optimalizáción alapuló geofizikai inverziós eljárásokkal (Menke 1984) határoztuk meg. Mivel az inverz probléma jelentősen túlhatározott, a saját mérési adatok esetében a paramétereket a linearizált legkisebb négyzetek módszerét alkalmaztuk. A Prasad és Manghnani (1997), ill. Yu et al. (1993) által mért adatrendszerek kiértékelését együttes inverziós (Menke 1984) eljárás segítségével végeztük, azaz a nyomásfüggő sebesség- és jósági tényező adatokat egyetlen inverziós eljárásba integráltuk, a két adatrendszert inverziós szempontból összekapcsoló modellparaméter a  $\lambda$  volt.

A mintákon mért akusztikus hullámsebesség és jósági tényező adatrendszerének inverziós feldolgozása során meghatározott paramétereket az 1. táblázat tartalmazza.

A modellparaméterek ismeretében a (7) és (10) formulák segítségével tetszőleges nyomáson számíthatunk sebesség- és jósági tényező értékeket. A számított és mért értékeket a 3–6. ábrán láthatjuk. Az ábrákon a folytonos vonal a számított sebesség/jósági tényező és nyomás függvényét mutatják, míg a mérési adatokat szimbólumok szemléltetik.

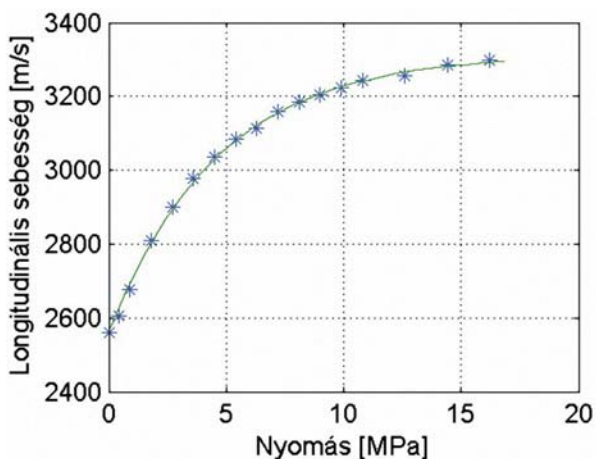
Az ábrák alapján megállapíthatjuk, hogy a számított adatok jól illeszkednek a mért adatokhoz, ami bizonyítja, hogy a gyakorlatban a modellek jól használhatóak. A sebességmodell saját mérési adatokon számos kőzetminta esetében tesztelve hasonlóan jó egyezést kaptunk, ami közetfizikai modell helyességét támasztja alá. Az eljárás megbízhatóságának jellemzése érdekében relatív adattávolságot (Dobróka et al. 1991) számoltunk

$$D_a = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \left( \frac{d_k^{(m)} - d_k^{(sz)}}{d_k^{(m)}} \right)^2} \cdot 100 [\%], \quad (11)$$

ahol  $d_k^{(m)}$ ,  $d_k^{(sz)}$  a  $k$ -adik nyomásérték mellett mért, illetve számított sebesség/jósági tényező. Az A jelű mintára vonatkozó illeszkedési hiba 0,34%, míg a B jelű minta esetében 0,35%

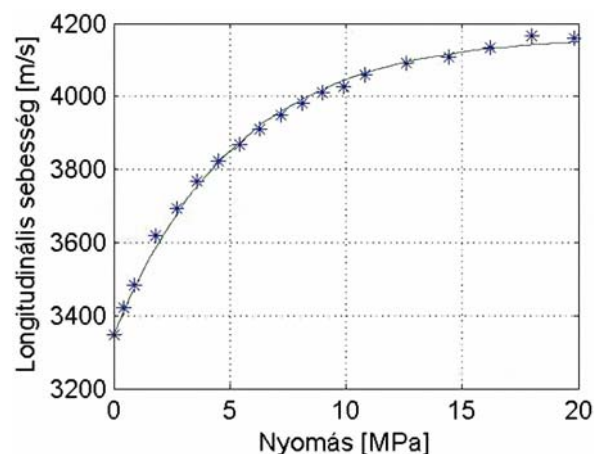
**1. táblázat** Akusztikus hullámsebesség és jósági tényező adatok inverziós feldolgozása során meghatározott modellparaméterek

Minta	$v_0$ (m/s)	$\Delta v$ (m/s)	$\lambda$ (1/MPa)	$Q_0$	$\Delta Q$
A	2561,6	753,5	0,2157	–	–
B	3347,5	820,9	0,1905	–	–
Berea	3683,6	874,8	0,1453	16,4	49,9
Szén	2296,1	274,7	0,2705	24,3	31,1



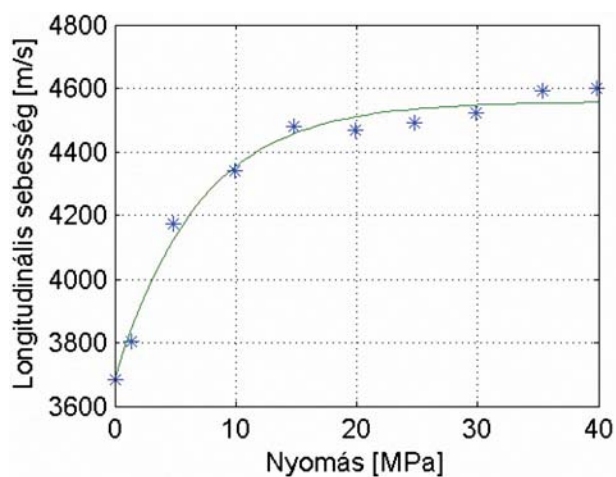
**3. ábra** Az A jelű kőzetmintán mért és az inverzióval számított sebesség – nyomás függvény

**Figure 3** The measured and calculated by inversion velocity – pressure function on rock sample A



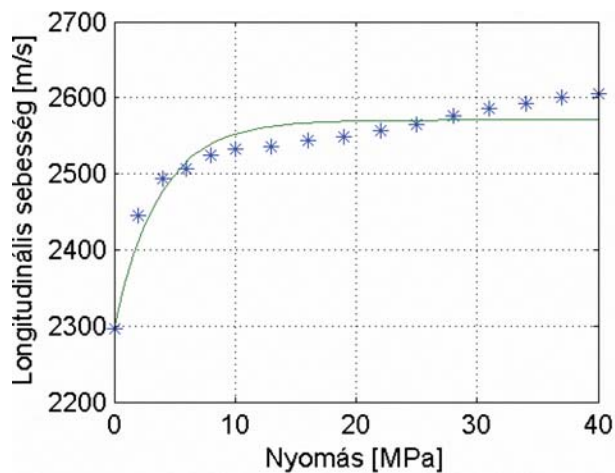
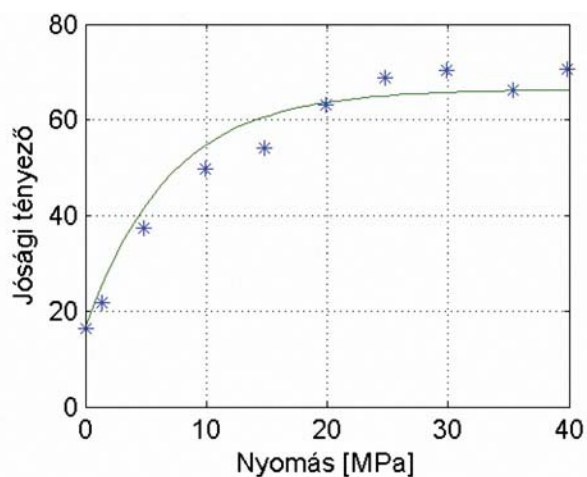
**4. ábra** A B jelű kőzetmintán mért és az inverzióval számított sebesség – nyomás függvény

**Figure 4** The measured and calculated by inversion velocity – pressure function on rock sample B



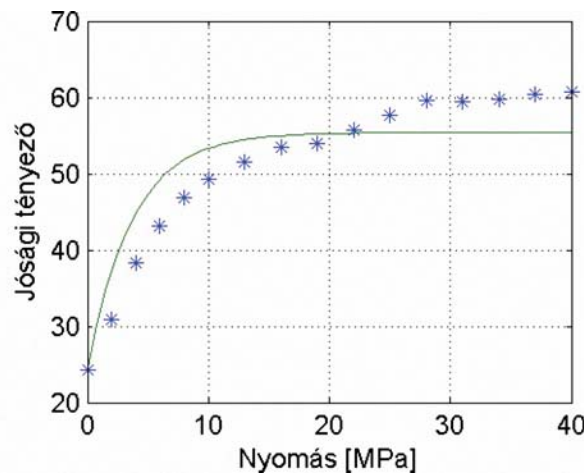
**5. ábra** A Berea kőzetmintán mért és az együttes inverzióval számított sebesség–nyomás, illetve jósaági tényező – nyomás függvény

**Figure 5** The measured and calculated by joint inversion velocity–pressure as well as quality factor – pressure functions on rock sample Berea



**6. ábra** A szén kőzetmintán mért és az együttes inverzióval számított sebesség–nyomás, illetve jósaági tényező – nyomás függvény

**Figure 6** The measured and calculated by joint inversion velocity – pressure as well as quality factor – pressure functions on coal rock sample



volt. A Berea mintára 6,16%, a Perm szénmintára pedig 6,68%-os illeszkedési hiba adódott.

## A porozitás nyomásfüggése a közetfizikai modell alapján

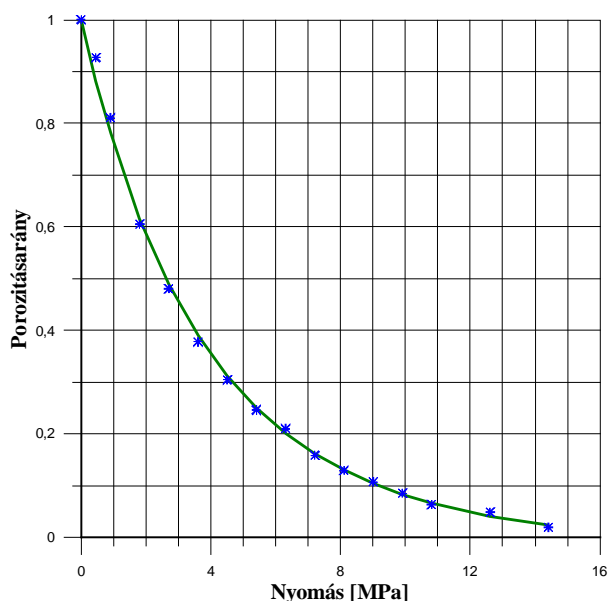
A kőzetek porozitásának nyomástól való függése, annak ismerete gyakorlati és elméleti szempontból is fontos, ennek megfelelően a jelenség leírására több modell is létezik (Zimmerman 1991, Duncan, Chang 1970). Ezek a porozitás változását egyedül a hatékony feszültségállapot függvényeként írják le. Empirikus összefüggések (Rhett és Teufel 1992, Jones 1998) szerint a porozitás csökken a feszültség növekedésével.

A Wyllie-féle átlagidő formula (Wyllie et al. 1956) a porozitás és a rugalmas hullám terjedési sebessége közötti kapcsolatot írja le. A formula kis szemcseközi (primer) porozitású, kétkomponensű kőzetekben terjedő rugalmas hullám  $v$  terjedési sebességére ad megfelelő közelítést

$$\frac{1}{v} = \frac{\phi}{v_1} + \frac{1-\phi}{v_2}, \quad (12)$$

ahol  $v_1$  a pórusokat kitöltő folyadékban,  $v_2$  pedig a kőzetvázban terjedő hullám sebessége és  $\phi$  a porozitás. Formálisan behelyettesítve a nyomásfüggő sebességet, a formula alapján előállíthatjuk a porozitást mint a nyomás függvényét. Alkalmazva tehát a (7) szerinti sebességformulát, illetve bevezetve a feszültségmentes állapotban mért  $\phi_0$  porozitást és a  $\sigma = 0$ -hoz tartozó  $v_0$  terjedési sebességet

$$\frac{\phi}{\phi_0} = \left[ \frac{1}{v_0 + \Delta v [1 - \exp(-\lambda \sigma)]} - \frac{1}{v_2} \right] \cdot \left[ \frac{1}{v_0} - \frac{1}{v_2} \right]^{-1} \quad (13)$$



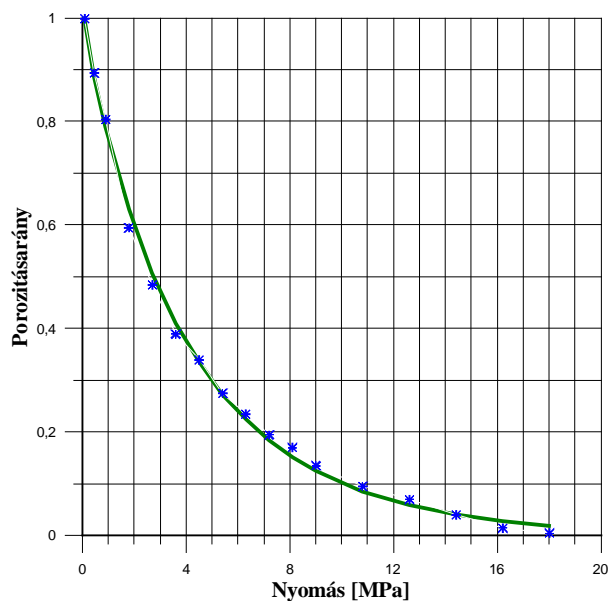
7. ábra Az A jelű kőzetminta porozitás–nyomás függvénye  
Figure 7 Porosity rate – pressure function of sample A

formulát kapjuk, amely a porozitásarány nyomásfüggését adja meg. A kifejezés gyakorlatilag is lehetővé teszi, hogy a nyomásmentes állapotban mért porozitás ismeretében tetszőleges nyomáson határozzuk meg a porozitást. A 7. és 8. ábra az A és B jelű mintákra vonatkozó porozitásarány–nyomás függvényeket mutatják be. Hasonlóan az előzőekhez, a folytonos vonal a számított, a szimbólumok a mérési pontokra vonatkoztatott porozitásarányt ábrázolják. Látható, hogy a porozitás a nyomás függvényében gyorsan csökken.

## Összefoglalás

A cikkben két új – a rugalmas tartományban érvényes – közetfizikai modellt mutattunk be, melyek a kőzetnyomás és az akusztikus hullám terjedési sebességének kapcsolatát, valamint az jósági tényező nyomásfüggését írják le. A modellek megalkotásánál abból az alapfeltevésből indultunk ki, hogy változó nyomás mellett a kőzetmintában mikorepedések nyílnak, illetve záródnak. A terjedési sebesség és a jósági tényező a nyomás növekedésével nő. A növekedés üteme kis nyomásértékeknél nagy, azonban nagy nyomásértékek esetén a növekedés üteme csökken, mivel egyre kevesebb a nyitott mikrorepedés. E fizikai elvből kiindulva állítottuk fel a jelenségeket leíró differenciálegyenleteket, melyek megoldásával könnyen értelmezhető formulákat vezetünk le.

A longitudinális sebesség egytengelyű terhelés hatására bekövetkező változásának mérésére mérőberendezést hoztunk létre. Bemutattuk, hogy a mérések kiválóan reprodukálhatóak. Az eljárással számos kőzetmintán végzett mérések adatait (melyből kettőt mutattunk be a cikkben) dolgoztuk fel. A jósági tényező nyomásfüggésének leírására kidol-



8. ábra A B jelű kőzetminta porozitás–nyomás függvénye  
Figure 8 Porosity rate – pressure function of sample B

gozott modellt szakirodalomban publikált adatrendszerek felhasználásával teszteltük. A modellegyenletekben szereplő modellparamétereket lineáris (együttes) inverziós eljárással határoztuk meg. A paraméterek ismeretében a közetfizikai modell alapján számított adatokat a mérési adatokkal összevetve jó egyezést találtunk, ami bizonyítja, hogy a közetfizikai modellek jól működnek a gyakorlatban. A megoldandó inverz probléma jelentősen túlhatározott volt, így az alkalmazott lineáris inverziós módszerek megbízható eredményt adtak. A bemutatott eredmények alátámasztják a modellek pontosságát és alkalmazhatóságát.

A közetfizika egyik fontos paramétere a porozitás, amelynek a rugalmas hullám terjedési sebességével való kapcsolatát a Wyllie-formula írja le. A sebességmodell és a Wyllie-formula kombinálásával a  $\phi/\phi_0$  porozitásarány nyomásfüggését leíró formulát állítottunk fel, melynek segítségével az atmoszférikus nyomáson mért  $\phi_0$  porozitás ismeretében bármely nyomásérték mellett meg lehet határozni a porozitást. Ez a formula a közetfizikai modell és a Wyllie-féle összefüggés együttes érvényességének keretén belül használható.

### Köszönetnyilvánítás

A bemutatott kutatások a TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 jelű projekt részeként – az Új Magyarország Fejlesztési Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósultak meg.

### Hivatkozások

- Anselmetti F. S., Eberli G. P., 1997: Sonic velocity in carbonate sediments and rock. In: I. Palaz and K. J. Marfurt (eds.), Carbonate Seismology, SEG, 53–74
- Best A. I., 1997: The effect of pressure on ultrasonic velocity and attenuation in near-surface sedimentary rocks. *Geophys. Prosp.* 45, 345–364
- Biot M. A., 1956a: Theory of propagation of elastic waves in fluid saturated porous solids, I: Low frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.* 28, 168–178
- Biot M. A., 1956b: Theory of propagation of elastic waves in fluid saturated porous solids, II: High frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.* 28, 179–191
- Birch F., 1960: The velocity of compression waves in rocks to 10 kilobars, Part I. *J. Geophys. Res.* 65, 1083–1102
- Brace W. F., Walsh J. B., 1964: A fracture criterion for brittle anisotropic rock. *J. Geophys. Res.* 69, 3449–3456
- Darot M., Reuschlé T., 2000: Acoustic wave velocity and permeability evolution during pressure cycles on a thermally cracked granite. *Int. J. of Rock Mech. Min. Sci.* 37, 1019–1026
- Dobróka M., Gyulai Á., Ormos T., Csókás J., Dresen L., 1991: Joint inversion of seismic and geoelectric data recorded in an underground coal-mine. *Geophys. Prosp.* 39, 643–665
- Dobróka, M., Ormos, T., Vass, P.: Laboratóriumi mérések és korszerű szelvényelemzések együttes alkalmazása inverziós eljárással. Kutatási jelentés, Miskolc, 2008
- Duffy J., Mindlin R. D., 1957: Stress-strain relations and vibrations of a granular medium. *J. Appl. Mech.* 24, 585–593
- Duncan J. M., Chang C. Y., 1970: Nonlinear analysis of stress and strain in soils. *J. Soil. Mech. Found. Div.* 96(SM5), 1629–1653
- Gassmann F., 1951: Über die Elastizität poröser Medien. *Viertel. Naturforsch. Ges. Zürich* 96, 1–23
- Hassan A., Vega S., 2009: A study of seismic velocities and differential pressure dependence in a Middle East carbonate reservoir. SEG Houston, 2009, International Exposition and Annual Meeting
- He T., Schmitt D. R., 2006: Velocity measurements of conglomerates and pressure sensitivity analysis of AVA response. SEG/New Orleans, 2006, Annual Meeting
- Johnston D. H., Toksöz M. N., Timur A., 1979: Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, II. Mechanism. *Geophysics* 44(4), 691–711
- Jones S. C., 1998: Two-point determinations of permeability and PV vs. net confining stress. *SPE Form. Eval.* 235–240
- Lucet N., Zinszner B., 1992: Effects of heterogeneities and anisotropy on sonic and ultrasonic attenuation in rocks. *Geophysics* 57(8), 1018–1026
- Menke W., 1984: Geophysical data analysis – Discrete inverse theory. Academic Press, Inc., London
- Molnár J., Dobróka M., 2010: A new petrophysical model for describing the pressure-dependent acoustic velocity in rocks. *Near Surface* 2010, Extended Abstracts, B16.
- Nur A., Simmons G., 1969: The effect of saturation on velocity in low porosity rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 7, 183–193
- Prasad M., 2002: Acoustic measurements in unconsolidated sands at low effective pressure and overpressure detection. *Geophysics* 67(2), 405–412
- Prasad M., Manghnani M. H., 1997: Effects of pore and differential pressure on compressional wave velocity and quality factor in Berea and Michigan sandstones. *Geophysics* 62(4), 1163–1176
- Rhett D. W., Teufel L. W., 1992: Effect of reservoir stress path on compressibility and permeability of sandstones. SPE 24756, the 67th SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Washington
- Sengun N., Altindag R., Demirdag S., Yavuz H., 2011: P-wave velocity and Schmidt rebound hardness value of rocks under uniaxial compressional loading. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.* 48, 693–696
- Singh R., Rai C., Sondergeld C., 2006: Pressure dependence of elastic wave velocities in sandstones. SEG/New Orleans, 2006, Annual Meeting
- Stacey T. R., 1976: Seismic assessment of rock masses. Symp. on Exploration for Rock Engineering, Johannesburg, 2, 113–117
- Stewart R. D., Toksöz M. N., Timur A., 1983: Strain dependant attenuation observations and a proposed mechanism. *J. Geophys. Res.* 88, 546–554
- Toksöz M. N., Johnston D. H., Timur A., 1979: Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, I. Laboratory measurements. *Geophysics* 44(4), 681–690
- Winkler K. W., Nur A., 1982: Seismic attenuation: effects of pore fluid and frictional sliding. *Geophysics* 47, 1–15
- Wyllie M. R. J., Gregory A. R., Gardner G. H. F., 1956: Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics* 21(1), 41–70
- Wyllie M. R. J., Gregory A. R., Gardner G. H. F., 1958: An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics* 23(3), 459–493
- Yu G., Vozoff K., Durney D. W., 1993: The influence of confining pressure and water saturation on dynamic elastic properties of some Permian coals. *Geophysics* 58(1), 30–38
- Zimmerman R. W., 1991: Compressibility of sandstones. *Developments in Petroleum Science*, 29, Elsevier, New York.

# A Tisza és a száva–bükki egység szerkezetének alsó-krétabeli alakulása

POSGAY KÁROLY, BODOKY TAMÁS<sup>@</sup>, FALUS GYÖRGY, KOVÁCS ISTVÁN JÁNOS,  
MADARASI ANDRÁS, GÚTHY TIBOR, HEGEDŰS ENDRE, KOVÁCS ATTILA CSABA

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

<sup>@</sup>E-mail: bodoky@elgi.hu

A Pannon Geotraverzen mért (PGT-1, ÉK-2) mélyreflexiós szeizmikus szelvényeknek a földtani, a magnetotellurikus és a geokémiai eredményekkel történt összehasonlítása során arra a következtetésre jutottunk, hogy a pre-kainozoos korú medencealjzat felszínén a kristályos, metamorf kőzetek és a DDK dőléssel rátelepülő triász, jura és alsó-kréta összletek DNyNy–ÉKK csapású övei a geotraverz mentén többször ismétlődnek. Az övek széléről kiinduló, a szelvény DDK-i része felé lejtő sávok mentén jellegzetes reflexiók sora fedezhető fel, amelyekből mozgási zónákra következtethetünk. Ezek vastag lemezszerű tömbökre tagolták a Tisza nagytektonikai egység vizsgált részét. Ez a litoszféra méretű szerkezet az alsó-kréta táján a Vardar-óceán egy ágának (amely csatlakozott a száva–bükki egységhez) a Tisza nagytektonikai egység alá történt betolódásakor alakulhatott ki. A betolódási felület a pre-kainozoos korú medencealjzat felszínét (a Pannon Geotraverz környékén) a közép-magyarországi vonal mentén metszi. Ezt az elképzelést erősíti, hogy

- a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonal tájáról kiinduló DDK felé lejtő mozgási öv mentén, azzal párhuzamos reflexiók elmozdulási (csúszási) felületekre utalnak,
- a geotraverz ÉK-2 szelvényrészén ezeknek a reflexióknak folytatása vízszintesbe hajlik, amiből a (mai helyzetében) DDK irányban benyomuló lemez lejtésének ÉÉNy irányú csökkenésére, azaz a lemez közel vízszintesbe hajló részére következtethetünk,
- az alátolódó lemeznek ezen a felső részén nagy mélységig követhető, magnetotellurikus módszerrel meghatározott, DDK-nak lejtő kis ellenállású öv jelzi a lemez feltehetően nagyobb víztartalmát, amely láncszilkátkban (amfibólban és csillámokban) lehet megkötve.

Eredményeink szerint a Tisza egység általunk vizsgált részén a flis rétegek alatti vastag lemez felépítése a Pannon Geotraverz többi részéhez hasonló, azaz a flis alatt ÉÉNy–DDK irányban a kristályos összlet, majd a rátelepült triász, jura és alsó-kréta rétegek találhatók. Elképzelhető, hogy ezek a rétegek a flistől védve kerültek a CH-generálási mélységbe.

## Posgay, K., Bodoky, T., Falus, Gy., Kovács, I. J., Madarasi, A., Gúthy T., Hegedűs E., Kovács A. Cs. : Structural formation of Tisza and Száva–Bükk units in the Lower Cretaceous period

Comparing the deep reflection seismic profiles (PGT-1, ÉK-2) measured along the Hungarian Geotraverse with geological, magnetotelluric and geochemical data we came to the conclusion that on the surface of the Pre-Cenozoic basement there is a sequence of rocks which is repeated several times along the Geotraverse. That sequence is composed of metamorphic rocks and of Triassic, Jurassic and Cretaceous beds superimposed on them with SSE line of dip and forming belts with SWW–NEE strike. Rows of characteristic reflections can be observed which are started at the edges of the belts and run along zones of the section sloping towards the SSE part of the profile. From those dislocation zones can be deduced, which divide the investigated part of Tisza unit into thick plate like blocks. This lithosphere structure might be formed when a branch of the Vardar Ocean (which joined to the Száva–Bükk unit) was pushed under the Tisza unit about during the Lower Cretaceous. The Pre-Cenozoic basement is intersected by the subduction surface along the Mid-Hungarian Line (at least nearby the Hungarian Geotravers). This idea is backed up by the followings:

- Those reflections which are parallel to the dislocation belt starting in the vicinity of the Mid-Hungarian Line and slope towards SSE indicate displacement surfaces.
- On the Northern part of the Geotravers (ÉK-2 section) the continuations of these reflections bend into horizontal direction. From that we may conclude a NNW directional decrease of the sloping of the plate, namely the nearly horizontal part of the plate subducting in SSE direction.
- On that upper part of the subducting plate a low resistivity zone revealed by magnetotellurics can be followed to large depth. Presumably this zone sloping SSE indicates a higher water content of the plate which might be bound in chain silicates (amphiboles and micas).

The results of our investigation show that on the studied part of the Tisza unit the structure of the thick plate under the flysch is similar to those of its other parts along the Hungarian Geotraverse, namely under the flysch from NNW to SSE



crystalline rocks and Triassic, Jurassic and Cretaceous beds superimposed on them can be found. It is conceivable that those layers got into a depth of CH generation protected by flysch.

*Beérkezett:* 2011. augusztus 30.; *elfogadva:* 2011. november 22.

## Bevezetés

A Tisza nagyszerkezeti egység részei a variszkuszi hegységképző szakaszban alakultak ki az európai variszkuszi öv részeként (Kovács 1982, Haas, Hámor 1998, Haas et al. 2001, Haas, Péro 2004). Az európai parttól az alpi Tethys K-i részének, a Severin–Ceahlau–Magura-óceánnak (Schmid et al. 2008) kinyílásával csak a középső-jura felső részén különültek el a Tisza nagyszerkezeti egység főbb egységei (Bleahu et al. 1994, Szederkényi 1996, Márton 2000, Csonotos, Vörös 2004). A Tisza egységen ezután keletkezett üledékek „adriai” rokonságot, az ősmaradványok „mediterrán” hasonlóságot mutatnak (Géczi 1973, Vörös 2001, Haas, Péro 2004). A máig elfogadott (de ebben a cikkünkben pontosított) felfogás szerint a Tisza nagyszerkezeti egységen a felső krétában takarók alakultak ki (a mostani koordináták szerint) ÉNy-i irányú feltolódásokkal (Pap 1990, Bleahu et al. 1994, Árkai et al. 1998, Kovács et al. 1996–97, Haas et al. 2001, Schmid et al. 2008). A triász–alsó-kréta kifejlődés szerint különböztették meg a Mecsek, a Villány–(Bihar), a Békés–(Codru) és a Biharia tektonofacies zónákat (*I. ábra*).

A mozgások még a Pannon medencerendszer kifejlődése után is folytatódtak. Ezt támasztják alá Márton (2000) paleomágneses vizsgálatai, mely szerint a Tisza egység nem volt egységes mikrokontinens még a terciér elején sem. A K-i része a K-i és D-i Kárpátokkal együtt mozgott, míg a Ny-i rész rendkívül mozgékony volt. A paleomágneses vizsgálatok mind a rotáció mértékében, mind annak idejében különbséget állapítottak meg. A reflektáló szintek elhelyezkedéséből, keletkezési körülményeiből is arra a következtetésre juthatunk, hogy az erőhatás időben szakaszosan működhetett. Ezt a feltételezést erősítik meg a Szolnoki flis öv menti szeizmikus vizsgálatok is (Lőrincz 1996, Posgay et al. 2000, Lőrincz et al. 2002).

Érdemes megjegyezni, hogy a hazai lemeztektonikai elképzelések kialakításakor Szádeczky-Kardoss (1972) egy nagyalföldi centrum felé dőlő, belső szubdukciós övezetre is következtetett, melynek a Magyar Középhegység övezetének Ny-i része ÉNy-i, a K-i szakaszai D-i, majd DNy-i dőlésűek.

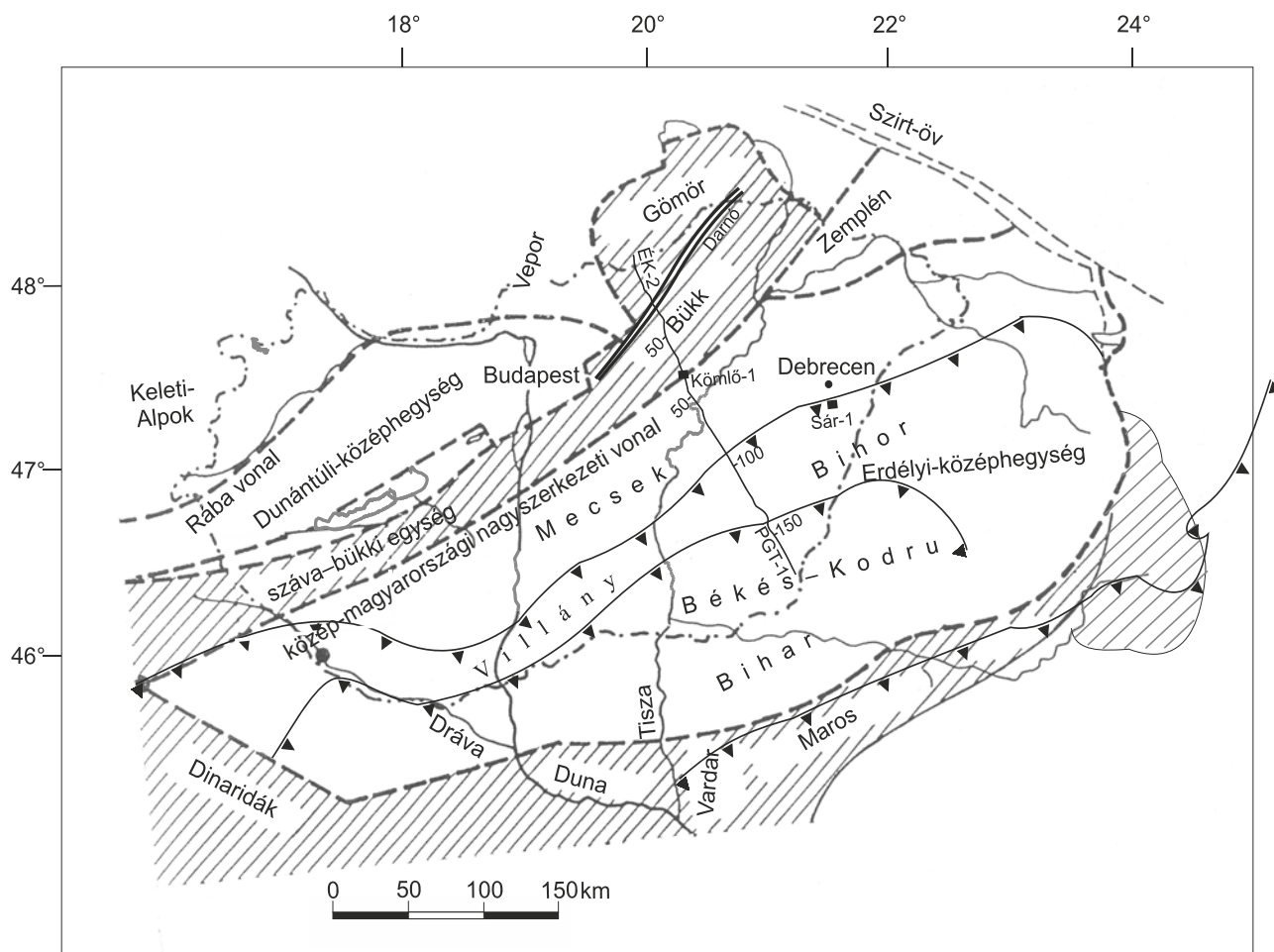
Tari et al. (1999) a Tisza egység takarórendszerét a PGT-1 szeizmikus szelvény (Posgay et al. 1995b) értelmezésével olyan csúszási síkokkal magyarázták, amelyek a kéreg közepe táján levő leválasztó felületbe simulnak. Csonotos és Vörös (2004) a mezozoós lemeztektonikai viszonyok vizsgálatokor a Tisza nagyszerkezeti egység takaróit vázolva a Magura-óceán litoszférájának a Tisza egység alá történt betolódását is sugallták.

A Tisza egységtől ÉÉNy-ra lévő tektonikai egységet a szakirodalomban különböző neveken ismertetik. Cikkünk-

ben száva–bükki egységnek nevezzük. Wein (1969, 1978) igal–bükki geoszinklinálisnak, Haas et al. (2000) és Schmid et al. (2008) Száva egységnek nevezik. Ezt az egységet nevezték el Kovács et al. (2000) – a DNy-i csatlakozó szerkezeteket figyelembe véve – zagorje–közép-dunántúli összetett terrénnek. A száva–bükki egység erősen nyírt zónában tartalmazza a szlovén–horvát egységek folytatását: a Juliai-Alpok, a Dél-Karavankák, továbbá a Dinaridák és a Vardar öv ofiolitos és metamorfizált egységeit (Kovács et al. 2000). Wein (1978) szerint az száva–bükki egység 30–40 km széles, és az alpi rövidülést figyelembe véve legalább 100 km széles lehetett. Ustaszewsky et al. (2009) szerint az adriai lemez és az európai eredetű Tisza–Dácia megaegységek között egy mély óceáni aljzatú medence volt közel a felső kréta végéig. Véleményük szerint a záródás közöttük legelőbb a kréta végén – paleogén elején lehetett. Ez az óceáni medence valószínűleg a Vardar-óceán, vagy az alpi Tethys viszsamaradt része volt, amelyek ezen a területen még összekötődtek. Valószínűnek tartják, hogy az óceáni litoszféra lemez a felső-krétában a Tisza és Dácia megaegységek alá tolódott. Kiemelik, hogy a száva–bükki zóna szerkezeti értelemben része a Dinaridák terciér kollíziójának. Márton et al. (2007) szerint az alátolódás polaritása valószínűleg változott a közép-magyarországi vonalnál Zágrábtól KÉK-re.

Az Alkapa és a Száva–Bükk–Tisza egységek kainozoikum során történt egymás mellé rendeződése után a Tisza és a száva–bükki egységek közötti határ (a prekainozoós korú felszínen, a Pannon Geotraverz környékén) a Szepesházy (1975) által elnevezett „közép-magyarországi nagyszerkezeti vonal” lett.

A Pannon Geotraverzen (Posgay et al. 1995a) mért PGT-1 mélyszeizmikus litoszféra- és asztenoszférakutató szelvény (Posgay et al. 1995b), továbbá az ÉNy-i folytatásában mért ÉK-2 regionális szelvény (Redlerné 1989, 1990) értelmezésénél figyelembe kell venni, hogy a földtörténet során korábban keletkezett határfelületek reflektáló képessége változhatott, és újabbak is keletkezhetek (Posgay et al. 2006). A variszkuszi (és korábbi) progresszív metamorfózis során (és az azt követő időkben fokozatosan) a kőzetek víztartalmuk jelentős részét elveszíthették és tömörödhetnek. A későbbi tektonikai hatásokra a kőzet megrepedezhetett, fellazulhatott, más hőmérsékleti és nyomás viszonyok közé kerülhetett, ami többször is lehetővé tette, hogy vízfelvétellel (Fyfe et al. 1978), differenciációval (Meissner 1986), esetleg olvadákáramlással (McKenzie 1989, Reiners 1998) a kőzetben az éppen uralkodó fizikai viszonyoknak megfelelő ásványtársulások keletkezzenek. Az uralkodó maximális főfeszültség és hőmérsékleti gradiens legtöbbször függőleges, ilyen esetben hatásukra metamorf elkülönüléssel horizontális reflektáló felületek alakulhattak ki, amelyek a



**1. ábra** A Pannon Geotraverz (PGT-1 és ÉK-2 mélyszeizmikus szelvények) helyének (Posgay et al. 1995b), továbbá a Tisza nagytektonikai egység és környezetének szerkezeti vázlata Kovács 1982, 1984, Árkai et al. 1991, Kovács et al. 2000 közléseinek felhasználásával

**Figure 1** Location of the Hungarian Geotraverse (PGT-1, ÉK-2 seismic sections) (Posgay et al. 1995b) and a structural sketch of the Tisza unit and its surroundings (after Kovács 1982, 1984, Árkai et al. 1991, Kovács et al. 2000)

korábbiakat részben, vagy egészben felülírhatták. Lokális hőmérséklet- és feszültségváltozások helyén, továbbá a közetek kémiai összetételének helyi változásainál (pl. lemezbenyomulások környékén: ld. Hyndman, Peacock 2003, Arcay et al. 2006) dőlő vagy bonyolult alakú felületek is keletkezhetnek. (Amennyiben a stabil ásványtársulások kialakulási feltételei nem teljesültek, úgy a prograd vagy retrograd metamorf folyamat nem valósult meg, és – mint számos feltárás bizonyítja – egy jelentős tektonikai mozgás során a mélybeli közetek is a felszínre kerülhetnek: ld. Rutter, Brodie 1990).

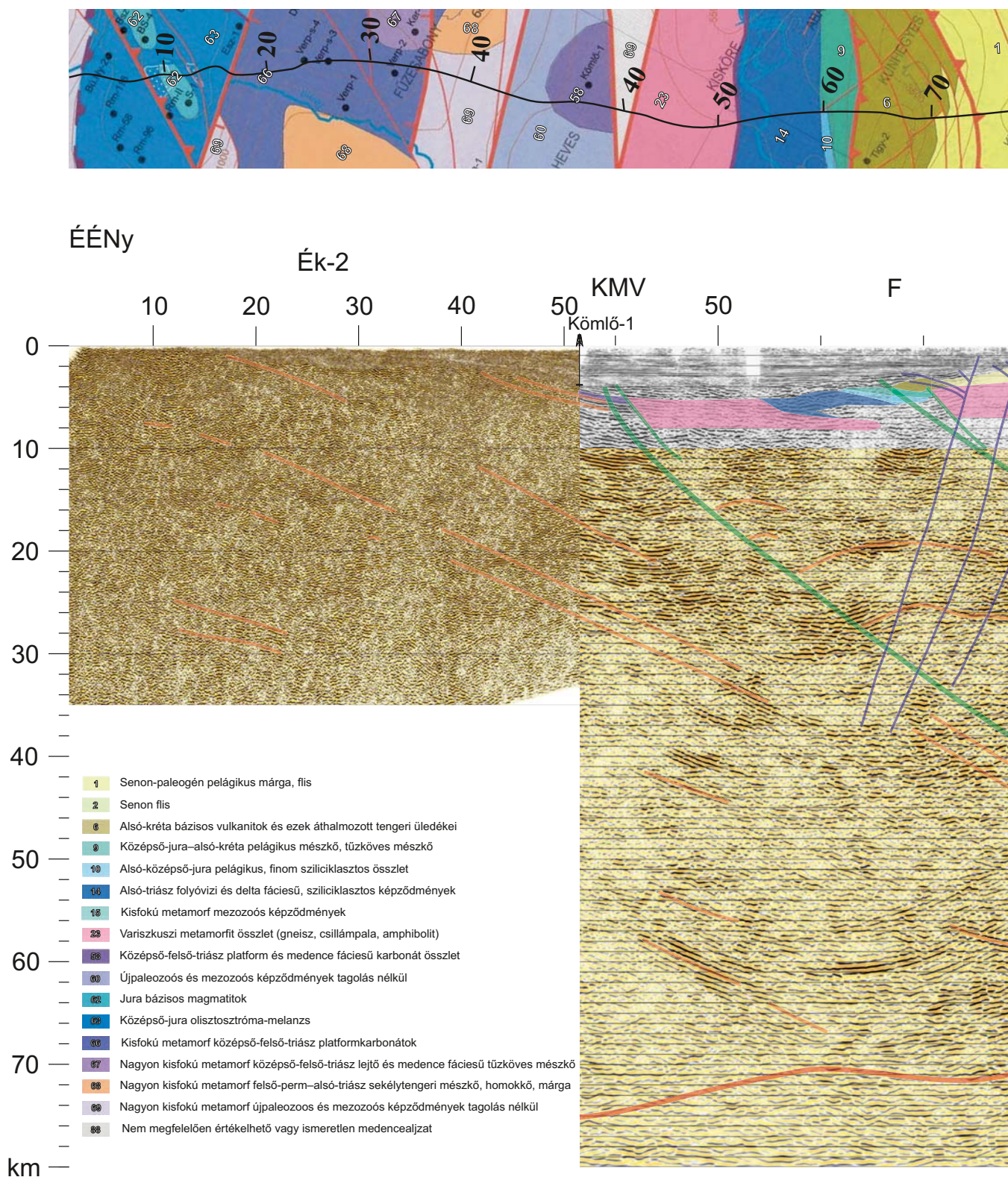
### Szeizmikus mérések eredményei

A PGT-1 reflexiós szelvény a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonaltól a magyar–román országhatárig tart (1. ábra). A robbantásos energiakeltéssel készült szelvény mérésénél és feldolgozásánál a teljes litoszféra megismerésére törekedtünk (Posgay et al. 1995b). Az ÉNy-i folytatásában mért ÉK-2 regionális vonal célja a kéregszerkezet meg-

ismerése volt. É-i részének tagolt felszíne miatt a rezgéskezelés az ÉK-2 szelvényen vibrátorokkal történt. A feldolgozás egyezett a nagyobb nyersanyagkutató mélységeknél használatos eljárással: zavarhullámszűrés, dekonvolúció, amplitúdószabályozás, sebességhatározás, automatikus sztatikus korrekció, jelalak- és fázisjavító műveletek, görbevonalmenti összegzés, migráció, 8–25 Hz időben változó szűrés (Redlerné Tátrai 1989, 1990). A PGT-1 és az ÉK-2 szelvények mérési paraméterei jelentősen különböztek. Együttes értelmezhetőségük elősegítése érdekében arra törekedtünk, hogy a PGT-1-en látható horizontok az ÉK-2 szelvényen is követhetők legyenek. A két szelvény 5,5 km hosszú, közös szakaszát felhasználva az átlagamplitúdókat kiegyenlítettük, és a PGT-1-en alkalmazott frekvenciaszűrést használtuk az ÉK-2 vonalon is.

A 2. ábrán bemutatunk egy olyan elképzelést, amely főbb vonalaiban vázolhatja a Tisza és a száva–bükki nagyszerkezeti egységnek a Pannon Geotraverz menti elhelyezkedését, szerkezetét. A medencealjzat vizsgálatok a Pannon Geotraverz medencealjzat közeli részét hasonlítottuk össze Magyarország pre-kainozoós földtani térképével (Haas et al.

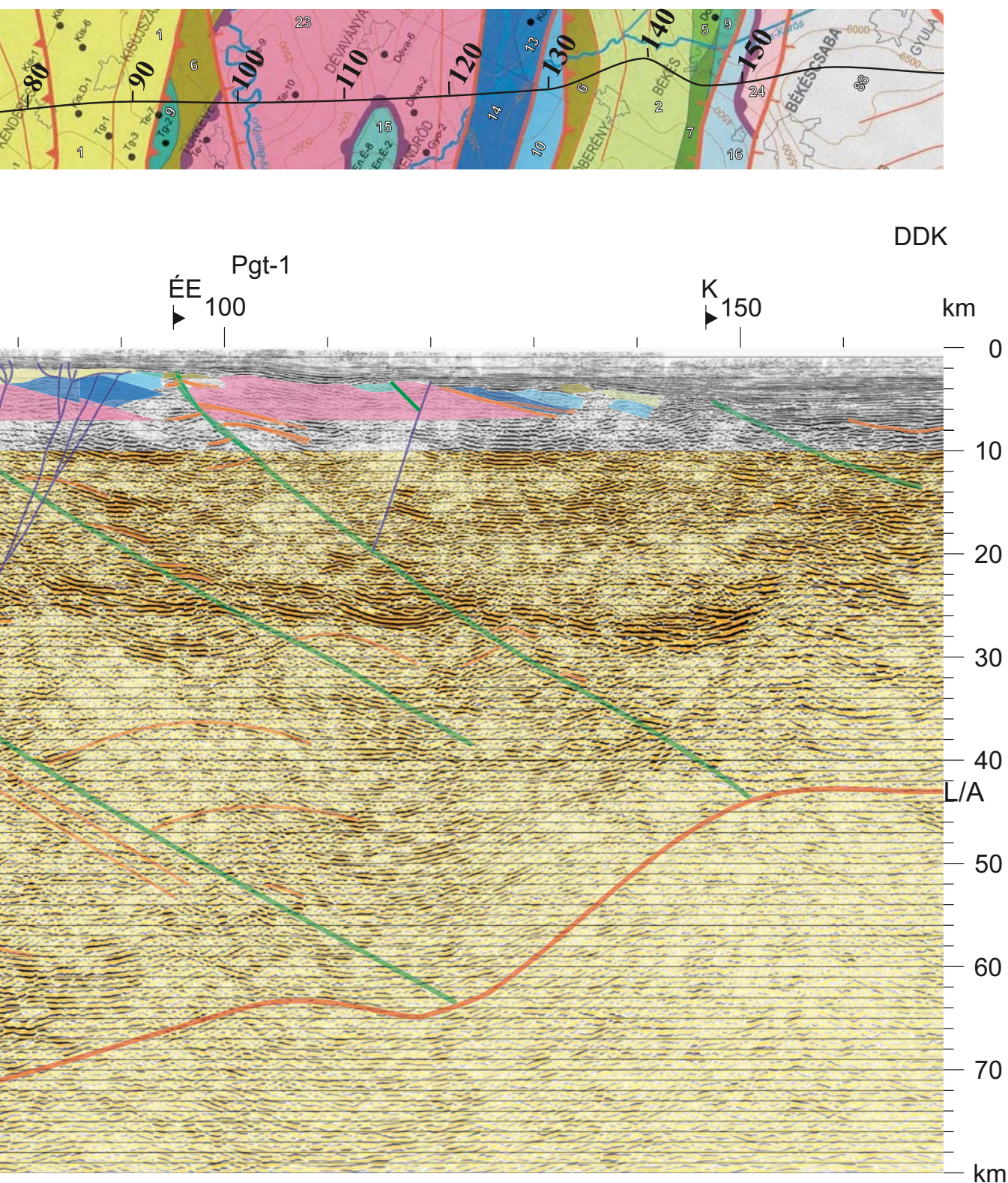




2. ábra

Az ábra felső részén látható az ÉK-2 regionális (Redlerné 1989, 1990) és a PGT-1 litoszféra-és asztenoszféra-kutató mélyszeizmikus szelvények (Posgay et al. 1995b), nyomvonala a Magyarország pre-kainozoós földtani térképének (Haas et al. 2010) kivágatán. Az ábra alsó részén ábrázoltuk az ÉK-2 és a PGT-1 szelvény áttekintő képét. A DDK felé kb. 40°-kal dőlő zöld vonalak az elmozdulási zónákat vázolják. A vékonyabb pirossal bejelölt vonalak szerkezetekre jellemző reflexiókat jelölnek. A meredeken dőlő kék vonalakkal a flis öv alatt kimutatott (Posgay et al. 2000) és egy délebbre eső feltételezett (oldal) eltolódási zónát vázoltunk. Az L/A-val jelölt, vastagabb piros vonal vázolja a litoszféra/asztenoszféra feltételezett határát. Nagybetűkkel jelöltük az irodalomban található nagyszerkezeti vonalak helyét: KMV a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonalnak, F: a szolnok-máramarosi flis öv ÉÉNy-i szélének, míg EE: az észak-erdélyi és K: a Kodru-takará „feltolódási” felületének és a pre-neogén korú medencealjzatnak a szelvények menti metszési helyét jelöli





**Figure 2** On the top of the figure a cut out strip of the Pre-Cenozoic Geologic Map of Hungary (Haas et al. 2010) can be seen along the Hungarian Geotraverse (Posgay et al. 1995b) with the locations of deep seismic sections ÉK-2 and PGT-1 (Redlerné 1989, 1990). The lower part of the figure shows the two sections. Green lines dipping SSE-ward with about  $40^\circ$  indicate dislocation zones. Thin red lines indicate reflections characteristic of the structure. Steeply dipping blue lines indicate lateral displacement zones determined under the Flysch Belt (Posgay et al. 2000) and assumed S-ward from that. Thick red line marked with L/A indicates the presumed lithosphere–asthenosphere boundary. Capital letters indicate structural lines known from the literature: K MV – Mid-Hungarian Line; F – NNW edge of the Szolnok–Máramaros Flysch Belt; ÉE – intersection line of the reversed fault of Northern Transylvanian nappe and the Pre-Cenozoic basement; K – intersection line of the reversed fault of Chodru nappe and the Pre-Cenozoic basement

2010). A 2. *ábra* felső része a medencealjzat térképén a szelvény nyomvonalát mutatja. A 2. *ábra* alsó részén az ÉK-2 és a PGT-1 mélyszeizmikus szelvények és értelmezésük látható. Az ÉK-2 szelvény alatti részen ábrázoltuk a földtani térkép jelmagyarázójának a geotraverz értelmezéséhez szükséges részét. A PGT-1 szelvényen a medencealjzatot ennek felhasználásával színeztük ki.

A zöld vonalak (leegyszerűsítve) olyan zónákat jelölnek, melyek mentén a mezozoikumban elmozdulások kezdődtek. Jelölésüknél felhasználtuk a korábbi „takarós” elképzelés alapján kialakult nevezéktan kezdőbetűit is. A KMV a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonalnak, F a szolnok–máramarosi flis öv É-i részéről kiinduló zónának, EE az észak-erdélyi és K betű a Kodru-takaró (Kovács et al. 2000) „feltolódási zónájának” és a pre-kainozoós korú medencealjzatnak a szelvény menti metszési helyének megfelelő elmozdulási zónát jelöli. L/A-val vázoltuk a litoszféra/asztenoszféra feltételezett határát (Posgay et al. 1995b). A DDNy felé lejtő (zöld vonallal vázolt), feltételezett elmozdulási sávok olyan szelvényrészeket különítenek el, amelyekben a reflexiós kép (reflexiók görbülete, amplitúdó nagysága, eloszlása) hasonlóságot mutatott. Az *ábra* azt sugallja, hogy a ferde vonalakkal határolt szelvényrészek alsó végződésénél az asztenoszféra várható mélysége megváltozik. A feltételezett elmozdulási sávok közelében végződő (piros vonallal jelölt), hajló bejelölések mélyreflexiók által kimutatott, jellegzetes szerkezeti elemeket emelnek ki. A meredeken dőlő, kék színű vonalak a szolnoki flis zóna alatti és a PGT 120 szelvénykilométere táján megismert (oldal) elmozdulási öveket vázolják. A szolnoki flis alatti (fiatalabb időkben is nagyon mobilis) elmozdulási öv átalakító (gyenge reflexiókat eredményező) hatása jól megfigyelhető (Posgay et al. 2000). Ezen öv a PGT-1-gyel párhuzamos mélyszeizmikus szelvényeken több mint 100 km hosszon követhető volt. A benyomuló lemezhez viszonyított helyzete hasonlítható a Szent András-töréséhez (Doglioni, Harabaglia 1996).

Az ÉK-2 szelvényen a nagyobb frekvenciával regisztrált kainozoós üledéskorból kapott reflexiók elkülönülnek a pre-kainozoós korú medencealjzattól. A Kömlő-1 mélyfúrásban meghatározott kainozoós/triász határ alátámasztja ezt a megállapítást. Az ÉK-2 szelvény 40–50. szelvénykilométere között az 58-cal jelölt középső-felső-triász platform és medence fáciesű karbonátösszet, a 60-nal jelölt tagolás nélküli újpaleozoós és mezozoós képződmények és 69-cel jelölt, nagyon kisfokú metamorf újpaleozoós és mezozoós képződmények határvonalára csak aránylag gyenge jel/zaj viszonytal jellemezhető reflexiókból következtethetünk. Ezt a viszonylag keskeny frekvenciasávval végzett észlelés és feldolgozás mellett a vizsgált terület bonyolult kainozoós tektonikai és ásványtani változásaival indokolhatjuk. Ezeket a határokat 5–6 km mélységben (piros vonallal) jelöltük be. Az ÉK-2 szelvény ÉÉNy-i részéről és a PGT-1 elejének mélyebb részein látható, DDK-felé hajló reflexiókból következtetünk az alátolódás során keletkezett (pirossal jelölt) reflexiós felületekre.

A PGT-1 40–50. szelvénykilométerénél a Kömlő-1 fúrásból ismert (58-cal jelölt) középső-felső-triász rétegek szelvény menti DDK-i végződése és a (23-as jelölésű) variszkuszi metamorf összet (gneisz, csillámpala, amfibolit) kezdete közötti határvonalában több kilométer széles mozgási öv is következtethetünk, amely mentén a szeizmikus szintek átlagos dőlése és amplitúdója megváltozik. A mozgási övet itt kettős zöld vonallal jelöltük. Ennek helye azonosítható a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonalával (KMV), amely ezen a tájon éri el a neogén medence alját. A reflexiós szintek alakjának változása az öv mentén szinte a teljes litoszférában kimutatható. A medencealjzat fedetlen térképén (14-gyel jelzett) alsó-triász folyóvízi és delta fáciesű sziliciklasztos összet – a szeizmikus kép szerint – viszonylag bonyolult szerkezettel települt a kristályos aljzatra. Felette a rátelepült (10-zel és 9-cel jelzett) alsó-középső-jura pelágikus, finom sziliciklasztos összetre és középső-jura–alsó-kréta pelágikus mészkő-, tűzköves mészkő-rétegekre következtethetünk. Ezekről DDK-re, a 70. szelvénykilométer táján (6-tal jelölt) alsó-kréta bazikus vulkánitok és ezek áthalmazott tengeri üledékei valószínűsíthetők a szeizmikus szelvény és a térkép összehasonlítása alapján.

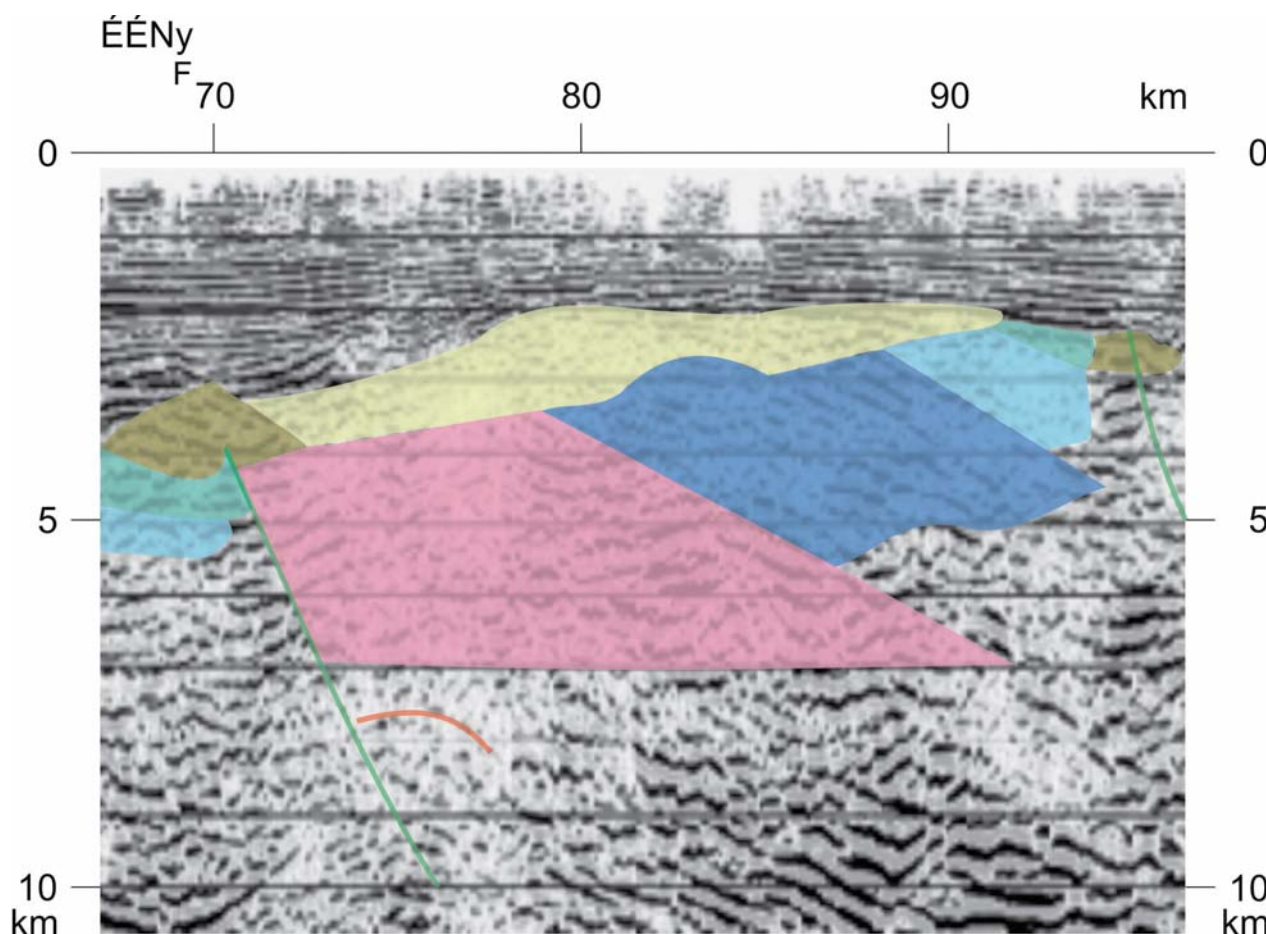
A reflexiók dőlésének megváltozása alapján a PGT-1 70. szelvénykilométerénél F-fel és kettős zöld vonallal jelölt mozgási övezetre következtethetünk. Ettől DDK-re a neogén üledékek alját (a szelvény mentén) több mint 20 kilométeren át (az 1-gyel jelölt) szolnok–máramarosi flis öv összetete képezi. A PGT-1 szelvény közelében a flis vastagságát és alját fúrásokból nem ismerjük. A szeizmikus képből (2. és 3. *ábra*) a flis rétegek alatt kristályos aljzatra következtethetünk, melyre DDK felé haladva triász, jura és kréta összetek követik egymást. Ezt a következtetést megerősíti, hogy a kisújszállási fúrásokban talált lepusztulási termékekből idősebb mezozoós kőzetekre is lehet következtetni, és a turgonyi fúrásban felső-jura–kréta öslénytani maradványokat találtak valószínűleg eocén lepusztulási anyagban (Körössy 1994).

Az F-fel jelölt mozgási öv környékén (pl. 3. *ábra*, 7–9 km és 2. *ábra*, 12, 16, 20, 22, 28 km mélységben) a reflektáló felületek a zóna felé (kb. 15°-kal) emelkednek, és a zöld vonaltól DDK-re eső részen kissé visszahajlanak. Feltételezzük, hogy ezekből a reflexiókból 4–6 km széles zónában az alsókréta bazalt vulkanizmus felnyomulásának szerkezeti nyomára következtethetünk.

A PGT-1 90. szelvénykilométere táján, 14–17 km mélységben látható közel vízszintes reflexiók a DDK felé hajló reflexiónyalábot itt az amfibolit ásványtársulás stabilitási zónájában írták felül. A közel vízszintes reflexiókat lényegesen fiatalabbnak véljük a ferde kötegnél. (A neogénkori litoszféra-kivékonyodás jelentős hőmérséklet-változással járt. Kezdetben a kőzetek felmelegedtek. Ez prográd metamorfizációt okozott. A környezet lehűlésekor retrograd metamorfizációval új ásványtársulások és ennek következtében új reflektáló felületek alakultak ki: ld. Posgay et al. 2006).

A PGT-1 szelvény 95. szelvény kilométere tájára kiemelkedő mozgási övezet helye azonosítható a takarós szerkeze-





**3. ábra** A függőlegesen kétszeresre nagyított PGT-1 szeizmikus szelvény egy szakaszán a pre-kainozoós korú medencealjzat térképén használt színezéssel (Haas et al. 2010) jelöltük az egyes rétegsorok feltételezett korát. A PGT-1 szelvény közelében a flis vastagságát és aljzatát fúrásokból nem ismerjük. A szeizmikus képből a flis rétegek alatt a szelvényszakasz ÉÉNy-i részén kristályos aljzatra következtethetünk, melyre DDK felé haladva (esetleg CH-perspektivikus) triász, jura és kréta rétegek rakódtak rá. A szeizmikus szelvényen A 70. és a 95. szelvénykilométerek táján – a mozgási övezet felső részén – a (6-tal jelölt) alsó-kréta bázikus vulkáni termékek és áthalmazott tengeri üledékek valószínűsíthetők. Feltételezhető, hogy ezek keletkezésében a mozgási övezetnek szerepe lehetett

**Figure 3** On a vertically enlarged part of the PGT-1 deep seismic section the assumed age of the rocks are marked with the same colour as on the Pre-Cenozoic Geologic Map of Hungary (Haas et al. 2010). There are no borehole data of the thickness and the basement of the flysch in the proximity of PGT-1 section. From the seismic image we deduce a crystalline basement on which SSE-wards further off Triassic, Jurassic and Cretaceous beds are superimposed. Based on the seismic section it seems probable that at the upper part of dislocation zone (No. 6) Lower-Cretaceous basic volcanic rocks and allogenic marine sediments can be found from the 70th to the 95th section kilometre marks. It can be assumed that the dislocation zone played a part in their formation

ti elképzelés észak-erdélyi vonalával (ÉÉ). A szakirodalomban található (az 1. ábrán vázolt) felfogás szerint a neogén medence aljzatára vonatkoztatva itt jelölték be azt a zónát, ahol a villányi egység a mecseki egységre feltolódott. A mozgási öv szeizmikus szelvényen látható környékén az F mozgási övezethez hasonlóan bejelölhető reflexiókat figyeltünk meg (pl. 2. ábra, 1, 2,5, 4, 28, 32 km mélységben). Az elmozdulási zóna a neogén medence aljzata táján alsó-kréta bázikus vulkánitokban és ezek áthalmazott tengeri üledékeiben végződik. A 70. szelvénykilométernél hasonló volt a szerkezet (F-fel jelölt mozgási zóna). A hasonló szerkezet és közettani felépítés alapján arra következtethetünk, hogy az elmozdulási zónák az alsó-kréta idején húzótt, fellazult, csökkent nyomású övet képeztek, amelyen át az alsó litoszféra–asztenoszféra mélységéből bázikus kőzetek az akko-

ri felszínig törhettek fel. A kőzetek alsó-kréta korából a mozgási öv fellazulási időszakára is következtethetünk. A jelenség egyben újabb bizonyítéka annak, hogy a teljes litoszférát harántoló, meggyengült mozgási pászták léteznek.

A 95. szelvénykilométer táji mozgási övezettől DDK-re ismét kristályos alaphegységet és rátelepült mezozoós kőzeteket találunk. A 112–116. szelvénykilométer között a pretercier alaphegység felszíne közelében DDK-nek dőlő reflexióköteg figyelhető meg. Ettől Ny-ra a geológiai térkép kisfokú metamorf, mezozoós képződményeket mutat. Ezek területén az Endrőd-É6 fúrásban a neogén rétegek alatt 70 m pre-kambriumi gneiszt írtak le, amely alatt feltolódási síkkal elválasztva 90 m vastagságban felső-kréta (?) aleurolit és homokkő volt (Pap 1990). Az Endrőd- (En-) 7 fúrásból 80 m, csúszási felületekkel átjárt metamorf törmelékanyagú

breccsa (pre-kambrium?) alatt alsó-jura és triász (?) közetre következtek. Az ipari szeizmikus kutatások alapján az alaphegység pikkelyeződött szerkezetét állapították meg (Pap 1990). Véleményünk szerint ezek az eredmények jól egyeztethetők a következő („Szeizmikus mérési eredmények szerkezeti értelmezése” c.) fejezet elején leírt „vastag lemezes” szerkezeti megközelítésünkkel. A szelvényt a 120. kilométerénél, kék vonallal egy feltételezett (oldal) elmozdulási zónát (Stegen et al. 1994, Posgay et al. 1995a) jeleltünk.

A 122. szelvénykilométertől DDK-re, a „Békés–Doboz mezozoós vályúból” (Grow et al. 1989) érkező reflexiók jól elválnak a kristályos fekü hullámképétől. A kettő között feltételezett (reflektáló) határt az ábrán piros vonallal vázoltuk. A triász és a jura közetek regionális dőlése közelítőleg  $15^\circ$ . Alattuk kb. 6 km mélységben közel vízszintesen kialakult metamorf (Posgay et al. 2006) reflektáló felületek vannak.

A takaróelmélet szerint meghatározott Szeged–Békés–(Kodru) tektonikai övet a PGT-1 szelvény DDK-i vége csak viszonylag rövid szakaszon (20 km) harántolta. A K betűvel és zöld vonallal jelzett elmozdulási öv helye azonosítható a korábban feltételezett Kodru-takaró feltolódásnak a medencealjzatra jelölt helyével. A Békési medencében jelentősen kivastagodó neogén üledékek medencealjzatát a szelvény DDK-i részén a Grow et al. (1989) közlésében „Battonya–Pusztaföldvár mezozoós vályú”-nak nevezett öv közei alkotják. Ezek feltételezett aljzatát piros vonallal jeleztük. A PGT-1 jelzett szakasza a Békési-medence neogénben jelentősen tektonizált szakaszát harántolja (Posgay et al. 1996, 1997), ezért ebben a tanulmányunkban ezzel a szelvényrész-szel (sem itt, sem az értelmezési részben) részletesebben nem foglalkozunk.

A KMV-vél jelölt elmozdulási zóna (közép-magyarországi vonal) mentén több nagy ívben meghajló reflexiósor végződik a zóna DDK-i oldalán, az ÉÉNy-i részén pedig a zónával párhuzamos reflexiók találhatók. Feltételezésünk szerint a reflexiósorok feldomborodása a KMV mentén alábukó (attól jelenleg ÉÉNy-ra elhelyezkedő) lemez benyomulása idején alakulhatott ki az akkor fellépő változások (Van Keken et al. 2002, Hyndman, Peacock 2003, Arcay et al. 2005, 2006) folytán. Későbbi folyamatok hatása ezeknél a szinteknél is megfigyelhető. A PGT-1 90. szelvénykilométerénél leírtakhoz hasonlóan feltételezzük, hogy a 62–68. szelvénykilométer között, 19–20 km mélységben, az alsó amfibolit fácies mai stabilitási zónájában (Posgay et al. 2006) jelentkező erőteljesebb, közel vízszintes reflexiósor, amely a felfelé domborodó reflexiósort részben felülírta, csak később képződhetett. A 25–27 km mélységben jelölt reflexiósor a kéreg/köpeny határvonalában van.

A mozgási sáv egy mélyebben elhelyezkedő része látható 35–45 km mélységben. A nagyobb mélység miatt a jel/zaj viszony gyengébb, mint az előzőekben, de a reflexiók szintek feldomborodása így is meggyőző. A szelvényrészről ÉÉNy-ra, a KMV bal oldalán a mozgási sáv széle mellett, azzal párhuzamosan jelentkező (kissé vékonyabb piros vonallal jelölt) reflexiókból a vastagabb zöld vonallal párhuzamos elmozdulásra következtethetünk. Ez a mozgási sáv a 30 km

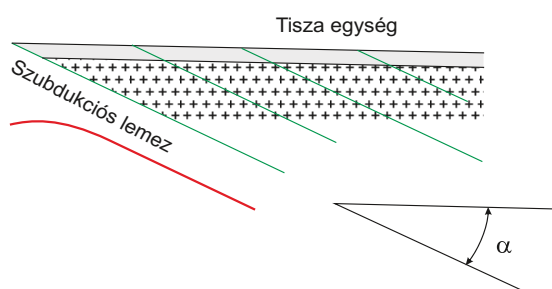
hosszon nyomozható. Folytatásában ÉÉNy felé, szaggatottan egyre kisebb dőlésű reflexiókat találunk.

A KMV-től kiinduló elmozdulási sávnak aljától ÉÉNy irányba eső részen a feltételezett litoszféra-/asztenoszférahatar jelentősen elmélyül. Értelmezésünk szerint ezt az elmélyülést a Száva–Bükk egységhez csatlakozó óceáni lemeznek (Schmid et al. 2008, Wein 1978) a Tisza egység alá benyomódott, (a benyomódás idején) a környezeténél hidegebb vagy eltérő közettani összetételű része okozhatta. A benyomódást egyrészt a lemezrész viszonylag nagyobb súlya, továbbá Adria és Európa konvergenciája, valamint Adria rotációja okozta. A benyomódás kezdete óta azonban a folyamatokat vezető feszültségtér relatív irányai változtak (Kovács et al. 2007, Kovács 2011, Bada et al. 2007).

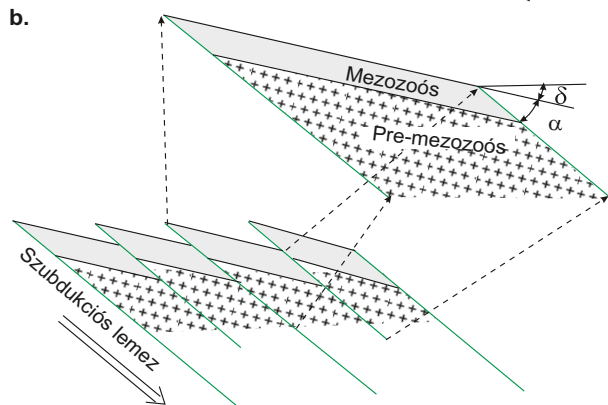
### Szeizmikus mérési eredmények szerkezeti értelmezése

A Tisza egység szerkezete elképzelésünk szerint a Száva–Bükk egység és a Tisza egység közötti egykori óceáni lemeznek (amely valószínűleg a Vardar-óceán részét képezte) a Tisza egység alá történt betolódásakor alakulhatott ki. Ekkor a felszín jelentős részét a 4a. ábrán szürkével jelölt mezozoós üledékek borították. Az ÉÉNy-ról DDK-felé dőlő, betolódó lemezzel közel párhuzamos töréses övek, majd mélybeli folytatásukban lokalizált nyírási és elmozdulási zónák (Flack et al. 1990, Rutter, Brodie 1990, Drury et al. 1991, Warner et al. 1996, Vissers et al. 1997, Altenberger 1997) keletkeztek. Ezeket az öveket-zónákat jelöltük leegyszerűsítve egy-egy zöld vonallal. Az elmozdulási zónák mind a kristályos, mind a rátelepült mezozoós rétegeket lemezszerű tömbökre tagolták. Az alsó krétában a benyomódás előrehaladásával a lemez  $\alpha$ -val jelölt lejtése (leegyszerűsítve)  $\delta$ -val növekedett. A szerkezet fellazult (Zolnai 2000), és a mozgási zónák közötti szelvényrészek ezt kisebb eltérésekkel követhették (4b. ábra). A szelvényrészek üledékes részében és a kristályos aljzatukban addig kialakult reflektáló felületek dőlése is nagyjából ekkora dőléssel növekedett. A fellazulás során hatolhatott be a mozgási övekbe a fúrásokban harántolt alsó-kréta bázikus magma (Harangi et al. 1996), amelyet a pre-kainozoós földtani térkép (Haas et al. 2010) felhasználásával értelmeztünk. A bázikus magmabenyomulásokból arra is következtettünk, hogy a (zölddel jelölt) elmozdulási zónák fellazulása és a ma is nyomozható fogazott „vastag lemezes szerkezet” az alsó krétában kezdett kialakulni. Az eredeti betolódási képnek csak a mélyebb részét figyelhetjük meg, mert a betolódás kezdete óta eltelt időben a felszín közeli részek jelentősen leoptak (4c. ábra). A denudáció mértéke a mezozoós rétegsorban 7–12 km is lehetett. A kristályos közetekből szélső esetben 4 km is lepusztulhatott. Ennek következtében a (zölddel jelölt) mozgási zónák közötti „vastag lemezek” ÉÉNy-i részén a mezozoós rétegek leoptak és pre-mezozoós kristályos aljzatuk került a felszínre. A tömbök DDK-i részén a mezozoós rétegek megmaradtak. A kainozoikumban a litoszféra jelentősen kivékonyodott (Horváth et al. 1988, Ko-

## a., Kréta szubdukció



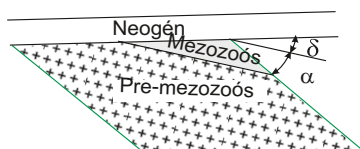
## b.



## c. Denudáció után



## d.



## 4. ábra

A Tisza-takarók kialakulásának vázlata. Az ábra szerkesztésekor felhasználtuk Zolnainak (2000) a kontinensek forgatónyomatékos igénybevételét (Continental Wrench tectonics) illusztráló vázlatát. 4a. vázlat: A mezozoós üledékek – a kristályos aljzatukkal együtt – az óceáni lemez betolódásakor – mozgási övek mentén – vastag lemezekre darabolódtak. 4b. vázlat: A szubdukálódó lemez dőlésének megnövekedésekor a rendszer fellazult, dőlése szintén növekedett. 4c. vázlat: A terciér idején a vastag lemezek balra eső részei denudálódtak. Itt a kristályos kőzetek, a jobbra eső részeken a mezozoós rétegek képezik a neogén medence alját. 4d. vázlat: Az így kialakult felszín jelentős részére neogén üledékek települtek.

## Figure 4

The figure shows a sketch of formation of the Tisza nappes. At drafting it a figure illustrating the Continental Wrench tectonics (Zolnai 2000) was used. Panel 4a: The Mesozoic sediments together with their crystalline basement were cut up into thick blocks along the dislocation belts when the oceanic plate subducted. Panel 4b: When the dip of the subducting plate increased then the crustal structure broke up and its dip increased, too. Panel 4c: In the Tertiary the left sides of the thick blocks suffered denudation. Here crystalline rocks and on the right parts Mesozoic beds form the basement of the basin. Panel 4d: The surface resulted in the described process was covered by Neogene sediments.

vács et al. 2011), és felszínén medencék, vályúk alakultak ki. Ezekbe a felső krétában és a kainozoikumban 2–6 km vastag üledék rakódott le (4d. ábra).

A flis öv alatt feltételezhető mezozoós rétegek lemeztömbös elhelyezkedése ismereteink szerint új. A cikkünkben leírt kutatások lényegében nagyszerkezeti vizsgálatokkal foglalkoznak, ezért különösen érdekesnek látszik, hogy az alap kutatás során meghatározott tektonikai szerkezetet szénhidrogén-kutatási szempontból is elemezzük. Rövid tárgyalását indokolja az a tény, hogy Magyarország második legnagyobb CH-termelését adó nagylengyeli mezőnek (Dank 1988) is mezozoós karbonátok az anyaköze (Koncz 1990). Bércziné Makk (1998) szerint a Tiszántúlon a triász formációk kevésbé ismertek. A Tisza nagyszerkezeti egység ÉNy-i zónájában a liász mellett a dogger és a malm is erősen pelites kifejlődésű. Kókai és Pogácsás (1991) a süllyedési és hő-történeti becslésekből arra következtetett, hogy a korai alpi rétegek felfűtési sebessége és a hőfluxusértéke viszonylag kicsi volt, míg a felső-krétában fokozatosan emelkedett. A 2. és a 3. ábra alapján a flis alatti mezozoós rétegek vastagsága a szelvény mentén 4–6 kilométert is elérhet. Erre települtek a flis rétegek. A pannon medence viszonyai között olaj 2,2–2,5 km mélységben keletkezhetett (Kókai, Pogácsás 1991). A rétegek elhelyezkedését és dőlését figyelembe véve feltételezhető, hogy ezt a mélységet a triász nagy része korábban, míg a liász és dogger rétegek 70 Ma táján érték el. A nedves gázt adó zóna 4000 m-ig tarthat, a szárazgáz-keletkezés alsó határa 5000 m körül lehet. Érdeemes megjegyezni még, hogy a PGT-1 szelvény 65. szelvénykilométer környékén (4–5,5 km mélységben) észlelt jelentős szeizmikus amplitúdóanomáliát (Posgay et al. 1996) szeizmikus, akusztikus karotázs- és területi magnetotellurikus mérési eredmények összevetésével is vizsgáltuk. A szeizmikus modell- és a WEGA-D felismerő rendszerrel végzett vizsgálat azt mutatta, hogy az amplitúdóanomália potenciális kőolaj- és földgáz-előfordulásként értelmezhető (Nagy 1992).

A mezozoós rétegek a neogénben (a helyi szerkezeti viszonyok szerint) haladtak át a nedves gázt generáló mélységben, és most egy részük a szárazgáz-generálási mélységben, vagy az alatt lehet. A flis öv alatt feltételezett mezozoós rétegsor abból a szempontból is érdekes lehet, hogy rövidebb ideig pusztulhatott le, mint a szelvény más részén ismert azonos korú rétegsorok, mert a flis védelmében juthatott a CH-generálási mélységbe. A szolnoki flis övben főleg termelő gázmezők ismertek (Posgay et al. 2000), a flis alatti rétegek szerkezetéről és esetleges CH-tartalmáról ismereteink hézagosak (Dank 1988). Fedor (2003) a szolnoki flis közép-alföldi kevertgáz-övének (Tiszapüspöki–Nagykörű–Fegyvernek–Kisújszállás) területén mélyfúrásokból vett gázminták vizsgálata alapján következtetett, többek között a feltárt gázok eredetére és azok vertikális migrációjára. Szerinte a gáz anyaköze 3800–4600 m mélységben helyezkedhet el, mely közelítőleg a flis aljzatával, valószínűleg az eddig még fel nem tárt liász szénészlet feltételezhető mélységével egyezik.

A köpenylitoszféra szeizmikus reflektáló szintjeiről – a kéregben észlelt szintekhez hasonlóan (Posgay et al. 2006)

– feltételezzük, hogy közzétanilag a köpenylitoszféra egy-egy ásványtársulásának stabilitási mélységszakaszával értelmezhetők. A 2. ábrán a 35 és 45 km mélységben látható feldomborodó szintekről, (melyek a PGT-1 95–105. szelvénykilométere táján érik el legkisebb mélységüket) elképzelésünket az alábbiakban vázoljuk. Pearson és O'Reilly (1991) feltételezése alapján DK-Ausztráliában a felsőköpenyben megjelenő reflektáló, közel vízszintes felületek a granulit-eklogit átalakuláshoz kötődnek. A kanadai, új-zélandi és kínai szeizmikus vizsgálatok során kirajzolódó reflektáló felsőköpeny-felületeket egyértelműen mozgási zónaként azonosították a szerzők (Hajnal et al. 1997, Melhuish et al. 2005, Yang 2003). Egyes szerzők lapos szögű szubdukcióhoz kötik, míg mások (pl. Knapp 1996, Cook et al. 1999) reológiai változásokkal értelmezik megjelenésüket. Esetünkben azonban vélhetően más magyarázat adható a vízszintes és esetenként hajlított felületekre. Az eklogit felsőköpenybeli kialakulásához ugyanis túlzottan nagy a Pannon-medencére jellemző geotermikus gradiens, így a felsőköpeny hőmérséklete is. A mozgási zónák ellen, az általunk vizsgált reflektáló felületek közel vízszintes volta és több 10 km-en keresztüli kitartása szól.

A jellegzetesen 35–50 km-es mélységközben megjelenő reflektáló felületek véleményünk szerint egy köpenyfázis, a pargazitos amfibol stabilitási zónáját jelezhetik (Green et al. 2010). A pargazitos amfibol közönséges felsőköpeny elegyrész, amely 10–25 kbar közötti nyomástartományban nagyjából izotermikus módon, 1050 °C körül olvad meg (Niida, Green 1999, Green et al. 2010). Számítások szerint (Kovács 2011) a PGT-1 mentén tapasztalható hőáramértékek alapján (90–120 mW/m<sup>2</sup>) a pargazitos amfibol stabilitásának felső hőmérsékleti határát (1050 °C) 38–45 km mélységben éri el, ha a számításokhoz Pollack és Chapman (1977) kontinentális geotermáját és a fertilis felsőköpeny Green et al. (2010) által meghatározott dehidratációs szolidusát használjuk (ami egybeesik a pargazitos amfibol stabilitásával). Közismert, hogy néhány tizedszázaléknyi parciális olvadék is jelentősen csökkentheti a szeizmikus hullámok terjedési sebességét (Jousselin, Mainprice 1998), így jelenléte okozhat köpenyreflexiókat. Jelen elképzelés mellett szól a reflektáló felület „lehajlása” is a mozgási zóna környezetében (2. ábra), amely a benyomuló közetlemez mentén bekövetkező hűtőhatásként (esetleg annak hidráló hatásaként, Arcay et al. 2005) is értelmezhető. A megfigyelt lehajlás egyúttal kérdésessé teszi a felületek reológiai (Melhuish et al. 2005), pl. eltérő anizotrópiai tulajdonságokkal rendelkező domének) eredetét is. A vázoltak alapján véleményünk szerint a mozgási övek alján, a litoszféra/asztenoszféra átmeneti zónában (a 2. ábrán a PGT-1 szelvény ÉÉNy-i részén 55–70 km, a szelvény közepén 40–60 km mélységben) pargazitos amfibol (Niida, Green 1999) stabilitási öve tételezhető fel.

## Magnetotellurikus eredmények

A Pannon Geotraverzen mért magnetotellurikus (MT) szondázások és a szeizmikus eredmények együttes értelmezése a

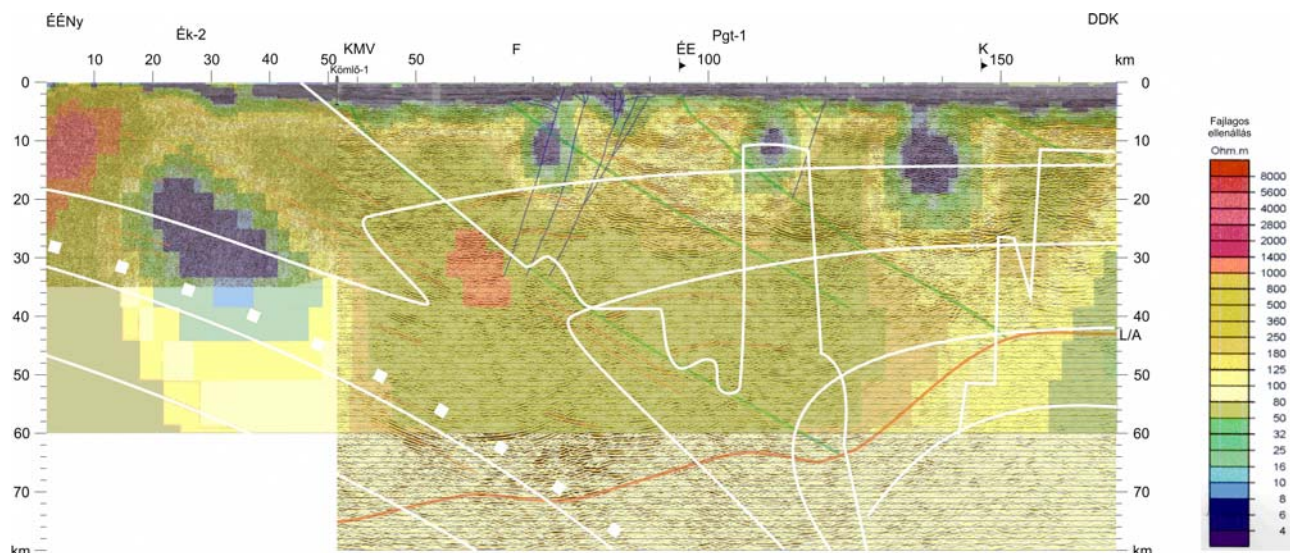
Száva–Bükk egység és a Tisza egység közötti egykori óceáni lemez benyomódásához újabb adatokat adhat. A MT méréseket az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI), a Magyar Olaj és Gázipari Rt. Geofizikai Kutató Vállalata (MOL Rt. GES) és a Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete (MTA GGKI) végezte a 80-as években (Ádám et al. 1990). A teljes mérésanyag egységes feldolgozása nemlineáris konjugált gradiens eljárás alapján 2D inverzióval (Rody, Mackie 2001) történt, amelyet az alábbiakban mutatunk be.

Az 5. ábrán a Pannon Geotraverz (2. ábrán látható) szeizmikus szelvényén ábrázoltuk az új feldolgozással kapott MT eredményeket. A fajlagos ellenállás értékeit az ábra jobb oldalán feltüntetett skálára szerint tüntettük fel. Az ábrán látható fehér vonalak Arcay et al. (2005, 2006) által közölt véges elemes modellszámítás hőmérsékletértékeit mutatja 200 °C értékközzel, továbbá a számításaik szerinti nagy víztartalmú közetrészek széleit. A fehér pontsor az Arcayék által feltételezett bemerülő lemez alsó szélét mutatja a 6. ábrának megfelelően.

Az alábukó lemez környezetét lehűti, a lemez viszont felmelegszik (Van Keken et al. 2002, Hyndman, Peacock 2003, Arcay et al. 2005, 2006). A megváltozott környezeti viszonyoknál kialakuló ásványtársulásokból felszabaduló víz a környezetébe szivárog. A 6. ábra színezése a bemerülő, víztartalmát leadó lemez, továbbá az átnedvesedő köpenyék és a közöttük lévő litoszférarész víztartalmát mutatja Arcay et al. (2005) modellje szerint (a benyomulás kezdete után 14 millió évre számítva a pro és retro lemez 5,3 cm/év sebességű közeledése mellett). A fehér vonalak az 5. ábránál már említett azonos hőmérsékletű vonalakat ábrázolják. A bemerülő lemezre ható nagyobb nyomás és hőmérséklet következtében bekövetkező fázisreakciókból néhányat feltüntetünk az ábra felső részén. A pontokat a lemez mélységébe vetítve kapjuk a 'kp' (kékpala), 'ekl' (eklogit), 'szerp' (szerpentin), 'kl' (klorit) keletkezési tartományát. Az ábrán látható zöld és kék vonalakat a 2. ábra mozgási öveinek, a pirosakat a jellegzetes reflexióknak átvétetésével vázoltuk. (Az átvétetésnél a lemezrészek  $\delta = 15^\circ$ -os dőlés-növekedése miatti vízszintes irányú rövidülést, továbbá a rétegsor fellazulás miatti vastagodását együttesen 24%-os csökkenéssel vettük figyelembe.) Az ábra alján látható L/A jelölésű fekete vonal a szeizmikus kép alapján feltételezett litoszféra-/aszténoszféra-határt mutatja.

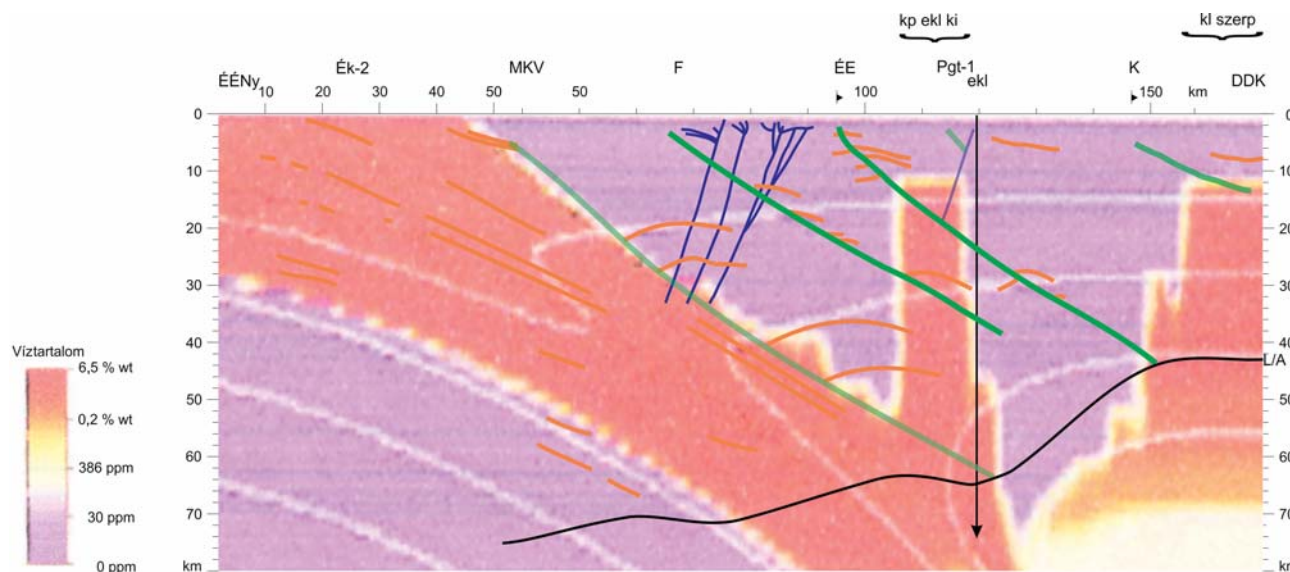
Az 5. ábra bal oldalán feltételezett benyomuló lemezrész táján, az ÉK-2 15–45. szelvénykilométere között, 10–50 km mélységben, a modellezett lemez dőlését közelítő, kis fajlagos ellenállású anomália kezdődik, amely a felsőköpenyben is követhető. A reflexiók képet, Arcayék modellszámítási eredményeit és az MT anomália helyét, alakját összevetve valószínűnek látszik, hogy a kis fajlagos ellenállású zónát a lemez környezetéhez viszonyítva nagyobb víztartalmú ásványegyüttese okozza. Ebből arra lehet következtetni, hogy a vízvesztéssel járó ásványi átalakulások még nem fejeződtek be, és a benyomuló lemez maradék víztartalma mutatkozik a környezeténél kisebb ellenállással. A vízleadás ugyanis tömörődéssel jár, és a külső tömörödött részek gá-





**5. ábra** A Pannon Geotraverz mentén mért MT adatok 2D inverzióval számított ellenállásmodellje a (2. ábrán látható) szeizmikus szelvényén ábrázolva. A fajlagos ellenállás értékeit az ábra jobb oldalán feltüntetett színskála mutatja. Az ábrán látható fehér vonalak Arcay et al. (2005, 2006) által közölt véges elemes modellszámítás hőmérsékletértékeit mutatja 200 °C értékközzel, továbbá a számításaik szerinti nagy víztartalmú kőzetrészek széleit. A fehér pontsor az Arcayék által feltételezett bemerülő lemez alsó szélét mutatja a 6. ábrának megfelelően

**Figure 5** The figure shows a resistivity model computed by 2D inversion from MT data which were observed along the Hungarian Geotraverse. The model is displayed on the seismic section of Fig 2. On the right side of the figure a key to colours shows the values of specific resistance. White lines present isotherms given by Arcay et al. (2005, 2006) and edges of rock masses with higher water content. The temperature values were computed by finite element method and are given in steps of 200 °C. White dots indicate the bottom of the subducting plate supposed by Arcay et al.



**6. ábra** A bal oldalon látható színskála a bemerülő, víztartalmát leadó lemez, továbbá az átnedvesedő köpenyék és a közöttük lévő litoszférarész víztartalmát mutatja Arcay et al. (2005) modellje szerint. A fehér vonalak itt is az azonos hőmérsékleti vonalakat ábrázolják. A bemerülő lemezre ható nagyobb nyomás és hőmérséklet következtében bekövetkező fázisreakciókból néhányat feltüntetünk az ábra felső részén. A reakciópontokat a lemez mélységébe vetítve kapjuk

**Figure 6** The figure shows the water content of the subducting plate which releases water, and that of the close mantel and lithosphere parts, which are getting wet, according to the model of Arcay et al. (2005). A key to colours on the left side shows the water content of the rocks. White lines are isotherms. The higher temperature and pressure affecting the subducting plate result in transformations, some of them are indicated on the top of the figure. The real reaction points are, of course, in the depth of the subducting plate

tolják a vízleadást. A kőzet átteresztőképessége fokozatosan csökken és ez a folyamat  $10^8$ – $10^9$  évig is eltarthat (Fyfe et al. 1978, Kozlovsky 1987).

Az ellenállásanómália másik értelmezési lehetőségét adja, hogy az anomália tengelye a Darnó öv külszínén ismert helye (ÉK-2 7–8. szelvénykilométer) felé mutat. A ko-

rábbi szeizmikus mérések a Darnó zónát törésrendszerként mutatták ki (Albu et al. 1985, Szalay et al. 1989, Szalay, Petrovics 1992). Feltételezhető lenne, hogy a törésrendszeren átszivárgó víz okozza a kisebb ellenállású anomáliát. Ebben az esetben a Darnó zónára közel merőleges szeizmikus szelvényeken, a térbeli elrendezést jó közelítéssel (Posgay, Ádám 1960) figyelembe véve 44–49°-os KDK dőlésű reflexióval (vagy zavarral) jelentkezne a Darnó zóna, és teljes hosszában, gyakorlatilag a felszíntől kísérné vezető-képesség-anomália. Mivel ilyen jelenségek nincsenek, valószínűnek tarthatjuk, hogy a kérdéses MT anomáliát a Tisza egység alá benyomult óceáni lemez (és esetleg a hozzá csatlakozó száva-bükki egység szubdukálódó részének) maradék víztartalma okozza.

A pre-kainozoós aljzatba 20 km-ig is lemélyülő kis ellenállású, meredek dőlésű zónákat találunk a PGT-1 72., 85., 110. és 138. szelvénykilométerénél. Az első két anomális zóna a flis öv alatt ismert (oldal) elmozdulási zóna területén van (Posgay et al. 2000). A két másik anomáliát kissé bizonytalan, aljzaton belüli reflexiógyengülés kíséri (2. ábra). Feltételezzük, hogy a törésrendszert kitöltő, forró sós vizet fluidum, illetve a metamorfózis–metaszomatózis folyamán létrejövő víztartalmú fázisok jelenléte okozza az anomáliákat.

Az Arcayék szelvénye (6. ábra) alapján a PGT-1 110. szelvénykilométer táján a litoszféra viszonylag kis mélységig átnedvesedett. Stegena et al. (1994) és Posgay et al. (1995a) közleményeiben leírt szilícium-thermometriai, magnetotellurikus és szeizmikus vizsgálatok azt mutatták, hogy a szelvényt itt egy (kb. 100 km) hosszban kimutatható törésrendszer keresztezi. Ebben a zónában nagyszámú fúrásban végeztek szilícium-dioxid-vizsgálatot, melyekben mélyből feláramló vízre lehetett következtetni, azaz a minták szilícium-dioxid-tartalma lényegesen több volt, mint ami a tényleges geotermikus hőmérsékletnek megfelelő. Két fúrásban jelentős gőzkitörést (Fáb-4) illetve gőzbeáramlást (Nsz-3) kaptak. A területen végzett magnetotellurikus mérések a mezozoós–paleozoós korú medencealjzatban, a fúrás környezetében jól vezető repedészónát mutattak ki. A zóna kiterjedéséből és kis ellenállásából arra következtettek, hogy a sós víztartalmú, karsztosodott zóna kiterjedése több kilométer. A hivatkozott (Nagy et al. 1992) MT méréseknek nem volt célja a neogén medencealjzatnak nagy mélységű kutatása. A kutatók a szilícium-dioxid-vizsgálatok alapján következtettek a zónának a kutatási mélységnél nagyobb mélységű kiterjedésének lehetőségére.

A Pannon Geotraverz mentén kapott eredményeknek Arcayék (2005) modelljével végzett összehasonlítását azért tartjuk érdekesnek, mivel valószínűnek tartjuk, hogy a feltételezett óceáni lemeznek (és esetleg a száva-bükki egység egy részének) betolódása a Tisza egység alá nem volt nagy mélységű, hanem a Tisza egységnek (és vele együtt a száva-bükki egységnek) a Dinaridák térségéből történt kilökődése miatt megszakadt. Az ÉK-2 alatti kis ellenállású anomália, a KMV mozgási öv ÉÉNy-i részén hosszan észlelt ferde reflexiók és az asztenoszféra-elmélyülés alapján horizontálisan 70–80 km, vertikálisan 65–70 km betolódást elfogadhatóan

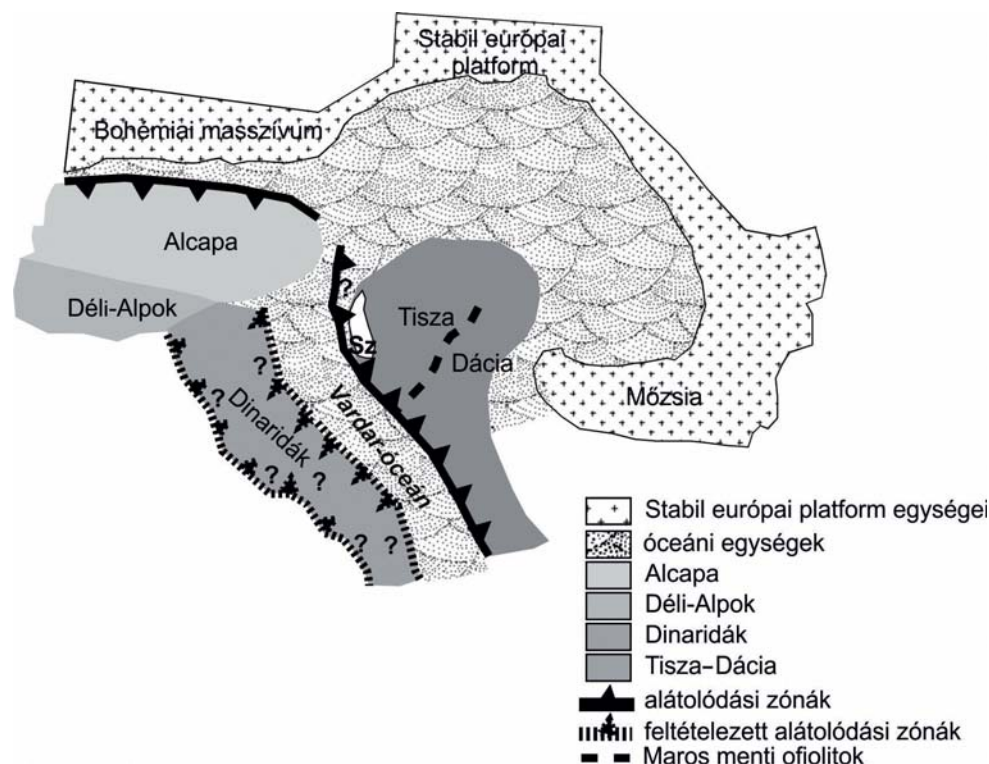
bizonyítottunk látunk. Amennyiben a szelvény további részén a 100–120. szelvénykilométer táján a véges elemes modellszámítás alapján feltételezhető nagyobb átnedvesedést és az itt kisebb mélységben észlelt MT anomália (5. ábra) összetartozását is feltételeznénk, nagyobb betolódás is elképzelhető lenne. A szelvény végén számított átnedvesedési öv (6. ábra) és az itt meghatározott, nagy mélységből felnyúló kis ellenállású zóna (5. ábra) helyének egyezése egy nagyobb alátolódási értéket is megengedne. Itt viszont a 42 km mélységbe feldoborodó asztenoszféra (Posgay et al. 1995b) egy neogénben kialakult szerkezeti magyarázatot is kínál.

## Nagyszerkezeti értelmezés

A Tisza egység északi szegélyén értelmezett, a jelen koordináták szerint DDK-i irányban dőlő, az egész litoszférára kiterjedő pászták leginkább alátolódási övezetekre jellemzőek (Beaumont et al. 1996). A jelenlegi kép alapján ez az elrendezés az száva-bükki (tágabb értelemben az Alcapa) egység és a Tisza egység közötti egykori óceáni lemez DDK-i irányban történő Tisza tektonikai egység alá tolódására utalhat. Eredményeink összhangban vannak Szádeczky-Kardoss (1972) felvetésével, azonban ellentmondásban vannak a ma leginkább elfogadott geodinamikai modellel. A jelenlegi modellek szerint kiterjedt lemez-alátolódási övezetek az alpi-kárpáti hegykoszorú mentén, valamint a Dinaridákban találhatóak (Horváth et al. 2006, Schmid et al. 2008). A Tisza egység északi szegélyén megjelenő reflexiók azonban jelen helyzetükben egyik zónához sem kapcsolhatóak, hiszen mind a Dinaridáktól, mind a Kárpátoktól viszonylag távol találhatóak, és geometriailag nem illeszthetők be ezen alátolódási övezetek egyikébe sem. Ha azonban a paleomágneses vizsgálatok, vulkanitok és palinszpasztikus vizsgálatok eredményével (Kováč et al. 1993) az egységeket visszahelyezzük a miocén előtti helyzetbe (Fodor et al. 1999, Kovács et al. 2007, Schmid et al. 2008), közelebb juthatunk ezen alátolódási öv kialakulásának jobb megértéséhez (7. ábra). E rekonstrukciók értelmében a Pannon Geotraverz által harántolt szolnoki flis öv, amelynek kora egész a krétától a neogénig terjed, a Száva öv közelébe kerül vissza (Fodor et al. 1999, Ustaszewsky et al. 2008). E rekonstrukciók alapján a kérdéses alátolódás az egykori Vardar-óceán felemésztődése lehetett a Tisza (és feltehetőleg az Alcapa) egység(ek) alá történő, ÉK-i irányú alábu-kással (Kovács et al. 2007). Ebben az értelmezésben az alátolódás a Vardar ÉK-i szegélye mentén történhetett, és a szolnoki flis lerakódása is az alátolódást kísérő árokrendszerben folyhatott, és a Wein-féle (1978) igeal-bükki eugeoszinklinálisban található ofiolitfragmentumok is ezen óceán maradványainak tekinthetők.

Az egységes alátolódási front azonban a késő-oligocén–kora-miocén kilökődés folyamán szét darabolódott és a Tisza intenzív óramutató járásával megegyező, valamint az Alcapa óramutató járásával ellentétes mozgása és keleti irányú kilökődése folyamán kerültek maihoz közeli pozíció-





**7. ábra** | Sematikus alternatív ösföldrajzi munkahipotézis, amely a főbb egységek helyzetét mutatja az alsó-kréta – kora paleogén folyamán. A szolnoki flis öv (Sz) helyzetét fehér felület mutatja a Tisza egység Ny-i szegélyén

**Figure 7** | The figure presents a simplified and alternative paleogeographic hypothesis showing the locations of the main units during the Lower-Cretaceous and Palaeogene. The location of the Szolnok flysch belt (Sz) is indicated by a white area at the Western edge of Tisza unit

jukba. A folyamat során a száva–bükki zóna mentén jelentős rövidülés és oldalelmozdulás történt (Csontos, Nagymarosy 1998). Ezen interpretáció alapján a szeizmika és a magnetotellurika által látott szerkezetek átöröklődtek az egykori alátolódási övezetből, amelyek a későbbi események során újra aktiválódtak. A Tisza egység e szerint az értelmezés szerint felsőlemez helyzetben volt és onnan nyíródott el és löködött ki, míg a ma tőle északabbra található száva–bükki egység, az egykori óceáni domén roncsa, amely az Alcápa K-i szegélyére préselve löködött ki.

A Darnó zóna és a szolnoki flis helyzete a rekonstrukciókban ellentmondásos, ami elsősorban annak köszönhető, hogy a kiszökésének és a rotációnak kinematikai részletei (horizontális elmozdulás, megnyúlás és rotáció) nem teljesen tisztázottak (Fodor et al. 1999, Ustaszewsky et al. 2008). Ezért az a geodinamikai helyzet is lehetséges, továbbgondolva Ustaszewsky et al. (2008) rekonstrukcióját, hogy a Vardar- és a Pennini- (Magura-) óceán szubdukcióját egy az eredeti helyzetben, K–ÉK-i irányban dőlő alátolódási övezet köthette össze (7. ábra). A Csontos és Vörös (2004) által javasolt Magura-alátolódás kevésbé valószínű, hiszen a rekonstruált helyzetben távol esik, és geometriailag sem felel meg a szolnoki flis és az száva–bükki öv helyzetének. A jövőbeli kutatások fő feladata a szolnoki flis öv geodinamikai kapcsolatainak vizsgálata, amely kifejezetten a dinári és esetleges kárpáti flissel való kapcsolatot vizsgálja. A másik a Darnó zóna kinematikájának pontosabb megismerése,

amelyet nagyban gátol a jelenlévő szerkezetek szórványos jellege és viszonylagos gyenge feltártsága.

## Összefoglalás

A Pannon Geotraverz szelvényből – a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonaltól DDK-re – DDK-i lejtésű mozgási övekre következtethetünk. Ezek a Tisza egység nagyszerkezetének kifejlődésekor az alsó-krétában jöhetnek létre. A közép-magyarországi nagyszerkezeti övtől közvetlenül ÉÉNy-ra a száva–bükki egységnek és a hozzá csatlakozó óceáni lemeznek a Tiszai nagyszerkezeti egység alá tolódására következtethetünk (Posgay et al. 2009). A fiatal, közel vízszintes reflexióknak és az elmozdulást jelző reflexiós felületeknek az összképe viszonylag hosszan tartó folyamatra utal, amit a tektonikai események szakaszossága és a paleomágneses eredmények is alátámasztanak. Feltételezzük, hogy a Tisza egység általunk vizsgált része mozgási övekkel határolt vastag lemezekre tagozódik. A benyomódás és a vastaglemezes kifejlődés azonos okra, azaz Európa és Afrika közeledésére és egymáshoz viszonyított oldalelmozdására vezethető vissza. A Tisza nagyszerkezeti egység lemeztömbös kialakulása és az óceáni lemeznek a Tisza egység alá történő nyomulása is egyidejű lehetett, azaz az alsó-kréta táján kezdődhetett. Megkísérelve a nagytektonikai egységek helyének kréta–paleogén kori vázolását, arra következ-

tethetünk, hogy a benyomódás a Vardar-óceán ÉK-i szegélye mentén mehetett végbe.

## Köszönetnyilvánítás

A szerzők ezúton is köszönik Fancsik Tamás igazgatónak, Hámorné Vidó Mária igazgatóhelyettesnek és az ELGI korábbi vezetőségének kutatásait támogatását és a tanulmányunk közlésének engedélyezését, Fodor Lászlónak, Haas Jánosnak, M. Tóth Tivadarnak, Kiss Jánosnak, Redlerné Tátrai Mariannak és Kummer Istvánnak a konzultációk során kifejtett hasznos tanácsait, Banciu Gábornénak az ábrák figyelmes, gondos és pontos elkészítését. Timár Zoltánnak, Jánváriné Kántor Ilonának és Laszlovszky Erzsébetnek a szeizmikus szelvények kimagasolóján jó feldolgozását. A leírt kutatási eredmények meghatározásában jelentős szerepe volt az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA) 1875., 7504., 1950. sz. pályázatait során kapott alapadatoknak. A szerzők ezúton is köszönik az OTKA és a pályázatokat támogató bel- és külföldi intézmények segítségét.

A szerzők külön köszönetüket fejezik ki a Hámorné Vidó Mária lektornak a cikk figyelmes átnézéséért és annak javítását segítő javaslataiért.

## Hivatkozások

- Ádám A., Nagy Z., Nemesi L., Varga G., 1990: Electrical conductivity anomalies along the Pannonian Geotraverse and their geothermal relation. *Acta Geod. Geoph. Mont.*
- Albu I., Braun L., Szalay I., 1985: Az Aggtelek-Rudabányai hegység geofizikai előkutatása. Elgi 1984. évi jelentése. 29–33 o.
- Altenberger U., 1997: Strain localization mechanism in deep-seated layered rocks. *Geol. Rundsch.* 86, 56–68
- Arcay D., Tric E., Doin M.-P., 2005: Numerical simulations of subduction zones. Effect of slab dehydration on the wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 133–153
- Arcay D., Doin M. P., Tric E., Bousquet R., de Capitani C., 2006: Overriding plate thinning in subduction zones: Localized convection induced by slab dehydration. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7/2, Q02007, doi: 10.1029/2005GC001061, ISSN: 1525-2027
- Árkai P., Lantai Cs., Fórizs I., Lelkes-Felvári Gy., 1991: Diagenesis and low-temperature metamorphism in tectonic link between the Dinarides and the Western Carpathians: the basement of the Igal (Central Hungarian) Unit. *Acta Geologica Hungarica* 34/1–2, 81–100
- Árkai P., Bérczi-Makk A., Hajdu D., 1998: Alpine prograde and retrograde metamorphisms in an overthrust part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, Eastern Hungary. *Acta Geol. Hung.* 41/2, 179–210
- Bada G., Horváth F., Dövényi P., Szafián P., Windhoffer G., Cloetingh S., 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planetary Change* 58, 165–180.
- Beaumont Ch., Ellis S., Hamilton J., Fullsack Ph., 1996: Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology* 24/8, 675–678
- Bércziné Makk A., 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Szerk.: Bérczi I., Jámor Á., MOL Rt. és MÁFI kiadása, 281–298 o.
- Bleahu M., Haas J., Kovács S., Péro Cs., Mantea G., Bordea Ş., Panin S., Bérczi-Makk A., Ştefănescu M., Konrád Gy., Nagy E.,

- 1994: Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. *Acta Geol. Hung.* 37/3–4, 187–234
- Cook F. A., Velden A. J., Hall K. W. et al., 1999: Frozen subduction in Canada's Northwest Territories: lithoprobe deep lithospheric reflection profiling of the western Canadian Shield. *Tectonics* 18/1, 1–24
- Csontos L., Nagymarosy A., 1998: The mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics* 297/1–4, 51–71
- Csontos L., Vörös A., 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology* 210, 1–56
- Dank V., 1988: Petroleum Geology of the Pannonian Basin, Hungary: An Overview. In: *The Pannonian Basin, a study in basin evolution*. Royden L. H., Horváth F. (eds.), AAPG Memoir 45, 319–331
- Doglioni C., Harabaglia P., 1996: The kinematic paradox of the San Andreas Fault. *Terra Nova* 8, 525–531
- Drury M. R., Vissers R. L. M., Van der Wal D., Strating E. H. H., 1991: Shear localisation in upper mantle peridotites. *Pageoph.* 137/4, 439–460
- Fedor F., 2003: A közép-alföldi kevertgáz öv gázainak eredete. Doktori (PhD) értekezés. Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar
- Flack C. A., Klemperer S. L., McGeary S. E., Snyder D. B., Warner M. R., 1990: Reflections from mantle fault zones around the British Isles. *Geology* 18, 528–532
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkoics L., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *Durand B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extensions within the Alpine orogen*. Geological Society Special Publication, London, 156, 295–334
- Fyfe W. S., Price N. J., Thompson A. B., 1978: Fluids in the Earth's crust. *Developments in geochemistry*. Elsevier Sci. Publ. C. Amsterdam–Oxford–New York
- Géczi B., 1973: Lemeztektónica és paleogeográfia a Kelet-Mediterrán mezozoós térségben. *Geonómia és Bányászat, MTA X. Oszt. Közl.* 6/1–4, 219–225
- Green D. H., Hilberson W. O., Kovács I., Rosenthal A., 2010: Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature* 467, 448–451
- Grow J. A., Pogácsás Gy., Bércziné Makk A., Várnai P., Hajdu D., Varga E., Péro Cs., 1989: A Békési medence tektonikai és szerkezeti viszonyai. *Magy. Geof.* 30/2–3, 63–97
- Haas J., Hámor G., 1998: Magyarország területe szerkezetfejlődésének összefoglalása. Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Szerk.: Bérczi I., Jámor Á., MOL Rt. és MÁFI kiadása. 45–54 o.
- Haas J., Mioč P., Pamić J., Tomljenović B., Árkai P., Bérczi-Makk A., Koroknai B., Kovács S., R.-Felgenhauer E., 2000: Complex structural pattern of the Alpine–Dinaridic–Pannonian triple junction. *Int. J. Earth Sci.* 89, 377–389
- Haas J., Hámor G., Jámor Á., Kovács S., Nagymarosy A., Szederkényi T., 2001: *Geology of Hungary*. Edited by J. Haas. Eötvös University Press, Budapest
- Haas J., Péro Cs., 2004: Mesozoic evolution of The Tisza Megaunit. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 93, 297–313
- Haas J. (Editor-in-chief), Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., 2010: Magyarország pre-kainozoós térképe (Pre-Cenozoic geological map of Hungary). Magyar Állami Földtani Intézet, Geological Institut of Hungary)
- Hajnal Z., Nemeth B., Clowes R. M., Ellis R. M., Spence G. D., Burianyk M. J. A., Asudeh I., White D. J., Forsyth D. A., 1997:

- Mantle involvement in lithospheric collision: seismic evidence from the Trans-Hudson orogen, Western Canada. *Geophysical Research Letters* 24/16, 2079–2082
- Harangi Sz., Szabó Cs., Sándor J., Szoldán Zs., Árva-Sóós E., Balla M., Kubovics I., 1996: Mesozoic igneous Suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the North-western part of Tethys. *International Geology Review* 38, 336–360
- Horváth F., Dövényi P., Szalay Á., Royden L. H., 1988: Subsidence, thermal, and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: Royden L.H., Horvath F. (eds.), *The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 45, 355–372
- Horváth F., Bada G., Szaifán P., Tari G., Ádám A., Cloetingh S., 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data, In: Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.), *European Lithosphere Dynamics* 32: London, Geological Society, pp. 191–206
- Hyndman R. D., Peacock S. M., 2003: Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 417–432
- Jousselin D., Mainprice D., 1998: Melt topology and seismic anisotropy in mantle peridotites of the Oman ophiolite. *Earth Planet Sci. Lett.* 164, 553–568
- Knapp R.W., the URSEIS Working Group, 1996: A lithospheric scale seismic image of the southern Urals from URSEIS'95 explosion source seismic profiling. In: Klemperer S., Mooney W.D. (eds.), *Seventh international Deep Seismic Profiling of the Continents Program and Abstracts*, Asilomar, California, pp. 26–27
- Kókai J., Pogácsás Gy., 1991: Hydrocarbon plays in Mesozoic nappes, Tertiary wrench basins and interior sags in the Pannonian Basin. *First Break* 9/7, 315–334
- Koncz I., 1990: Nagylengyel és környéke kőolaj-előfordulásainak eredete. *Ált. Földt. Szemle* 25, 55–82
- Kováč M., Nagymarosy A., Soták J., Šutovská K., 1993: Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpatians. *Tectonophysics* 226, 401–415
- Kovács I., Csontos L., Szabó Cs., Bali E., Falus Gy., Benedek K., Zajacz Z., 2007: Paleogene – early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine–Carpathian–Pannonian–Dinaric region: an integrated approach. In: Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M. (eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America Special Paper* 418, 93–112
- Kovács I., Falus Gy., Stuart G., Hidas K., Szabó Cs., Flower M. F. J., Hegedűs E., Posgay K., Zilahi-Sebes L., 2011: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian-Pannonian: asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? *Tectonophysics*, in publication
- Kovács I., 2011: Water and its effect on the lithosphere-asthenosphere boundary. 6th Congress of Balkan Geophysical Society, extended abstract
- Kovács S., 1982: Problems of the “Pannonian Median Massif” and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isopic zones. *Geol. Rundsch.* 71, 617–639
- Kovács S., Szederkényi T., Árkai P., Buda Gy., Lelkes-Felvári Gy., Nagymarosy A., 1996–1997: Explanation to the terrane map of Hungary. *Ann. Geol. des Pays Helléniques*, IGCP Project No 276. In: *Terrane maps and terrane descriptions*. Papanikolaou D., Sassi F. P. (eds.), Athens
- Kovács S., Szederkényi T., Haas J., Buda Gy., Császár G., Nagymarosy A., 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. *Acta Geol. Hung.* 43/3, 225–328
- Kozlovsky Ye. A., 1987: *The superdeep well of the Kola Peninsula*. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New-York
- Körössy L., 1994: *Észak Tiszántúl*. Kézirat.
- Lőrincz K. D., 1996: Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. *Magy. Geof.* 37/4, 228–246
- Lőrincz K. D., Horváth F., Detzky G., 2002: Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, European Geosciences Union 3, 247–266
- McKenzie D., 1989: Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 95, 53–72
- Márton E., 2000: The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data. *Acta Geol. Hung.* 43/3, 329–343
- Márton E., Tischler M., Csontos L., Fügenschuh B., Schmid S., 2007: The contact zone between The ALCAPA and Tisza-Dacia mega-tectonic units of Northern Romania in the light of new paleomagnetic data. *Swiss Journal of Geosciences* 100, 109–124
- Meissner R., 1986: Twenty years of deep seismic reflection profiling in Germany – a contribution to our knowledge of the nature of the lower Variscan crust. In: Dawson J. B., Carswell D. A., Hall J., Wedepohl K. H. (eds.), *The Nature of the Lower Continental Crust*. Geological Society Special Publications No. 24, 1–10
- Melhuish A., Holbrook W. S., Davey F., Okayac D. A., Sternd T., 2005: Crustal and upper mantle seismic structure of the Australian Plate, South Island, New Zealand. *Tectonophysics* 395, 113–135
- Nagy Z., Landy I., Pap S., Rumpler J., 1992: Results of magnetotelluric exploration for geothermal reservoirs in Hungary. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 27/1, 87–101
- Nagy Z., 1992: Advances in integrated interpretation of seismics with magnetotellurics. 54th EAEG Meeting, Paris
- Niida K., Green D. H., 1999: Stability and chemical composition of paragonitic amphibole in MORB pyroxenite under upper mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 18–40
- Pap S., 1990: *Felpikkelyezett rétegorok a Közép-Tiszántúlon*. A MÁFI alkalmi kiadványa. Bp.
- Pearson N. I., O'Reilly S. Y., 1991: Thermobarometry and p-T-t paths – the granulite to eclogite transition in lower crustal xenoliths from Eastern Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 349–359
- Pollack H. N., Chapman D., 1977: On the regional variation of the flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics* 38, 279–296
- Posgay K., Ádám O., 1960: *Vetődések téranalitikája* (kinai nyelven). *Diqiuwuli Kantan* 5, 15–17
- Posgay K. (témavezető), Albu I., Ádám A., Bérczi I., Bodoky T., Hegedűs E., Jánváriné K. I., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Nagy Z., Pápa A., Redlerné T. M., Sárosi J., Stegena L., Szaifán P., Szalay Á., Timár Z., Takács E., Varga G., 1995a: A terciér medence aljzatának geofizikai kutatása. OTKA nyilvántartási szám: 1875. *Magyar Geofizika, különszám*, 36, 27–36
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szaifán P., Takács E., Timár Z., Varga G., 1995b: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. In: *Interplay of extension and compression in basin formation*. Clo-

- etingh S., D'Argenio B., Catalano R., Horváth F., Sassi W. (eds.), *Tectonophysics* 252, 467–484
- Posgay K., Hajnal Z., Mueller St., Ansorge J., Asudeh I., Bérczi I., Bodoky T., DeIaco R., Hegedűs E., Jánváriné K. I., Nagy Z., Pápa A., Reilkoff B., Szalay Á., Szalai I., Takács E., Timár Z., Varga G., 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geoph. Trans.* 40/1–2, 1–44
- Posgay K., Bardócz B., Bodoky T., Albu I., Guthy T., Hegedűs E., Takács E., 1997: A Hódmezővásárhely–Makói árok és a Békési medence nagymélységű nyírási zónái térbeli elhelyezkedésének közelítő meghatározása. *Magy. Geof.* 38/2, 95–123
- Posgay K., Nagymarosy A., Pápa A., Hegedűs E., D. Lőrincz K., 2000: Deep structure of the Szolnok Flisch Belt. *Geoph. Trans.* 43/2, 71–91
- Posgay K., Bodoky T., Hajnal Z., M. Tóth T., Fancsik T., Hegedűs E., Kovács A. Cs., Takács E., 2006: Interpretation of subhorizontal crustal reflections by metamorphic and rheologic effects in the Eastern part of the Pannonian Basin. *Geophysical Journal International* 167, 187–203, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03000.x
- Posgay K., Falus Gy., Kovács I., Kovács A. Cs., Bodoky T., Hegedűs E., 2009: A Tisza nagyszerkezeti egység takaróinak litoszféra méretű vázlata. M. Tóth Tivadar (szerk.), *Magma és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. GeoLitera, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged
- Redlerné Tátrai M., 1989: Geofizikai alapvonalak: Előzetes jelentés az ÉK-10/88, ÉK-2/88 vonal mentén végzett szeizmikus mérésekről. M. Áll. Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár
- Redlerné Tátrai M., 1990: Geofizikai alapvonalak: Előzetes jelentés az ÉK-2/89 vonal mentén végzett szeizmikus mérésekről. M. Áll. Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár
- Reiners P. W., 1998: Reactive melt transport in the mantle and geochemical signatures of mantle-derived magmas. *Journal of Petrology* 39/5, 1039–1061
- Rody W., Mackie R. L., 2001: Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66, 174–187
- Rutter E. H., Brodie K. H., 1990: Some geophysical implications of the deformation and metamorphism of the Ivrea zone, northern Italy. *Tectonophysics* 182, 147–160
- Schmid S.M., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences* 101, 139–183
- Stegena L., Horváth F., Landy K., Nagy Z., Rumpel J., 1994: High-temperature geothermal reservoir possibilities in Hungary. *Terra Nova* 6, 282–288
- Szádeczky-Kardoss E., 1972: A mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát–Pannon–Dinarid szerkezet modellje. MTA X. Osztályának Közleményei. *Geonomia és Bányászat* 5/1–2, 113–122
- Szalay I., Braun L., Petrovics I., 1989: A Bükk hegységi előkutatási program egyes részeredményei. ELGI 1987. évi jelentése. 39–44. o.
- Szalay I., Petrovics I., 1992: Reflexiós mérések az Ózd–Putnoki medencében. ELGI 1990. évi jelentése. 20–27. o.
- Szederkényi T., 1996: Metamorphic formations and their correlation in the Hungarian part of Tisia megaunit (Tisia composite terrane). *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 37, 143–160
- Szepesházy K., 1975: Az Északkeleti Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. *Ált. Földt. Szemle* 8, 25–59
- Takács E., Kummer I., Sipos J., Pápa A., 1999: Bright spot analysis within the Pannonian Basin using horizon velocity estimation and Hilbert and AVO attributes. *First Break* 17/3, 79–85
- Tari G., Dövényi P., Dunkl I., Horváth F., Lenkey L., Stefanescu M., Szaifán P., Tóth T., 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 215–250
- Ustaszewski K., Schmid S. M., Fugenschuh B., Tischler M., Kissling E., Spakman W., 2008: A map-view restoration of the Alpine–Carpathian–Dinaridic system for the Early Miocene. *Swiss Journal of Geosciences* 101, S273–S294
- Ustaszewski K., Schmid S. M., Lugović B., Schuster R., Schaltegger U., Bernoulli D., Hottinger L., Kounov A., Fugenschuh B., Schefer S., 2009: Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates. *Lithos* 108, 106–125
- Van Keken P. E., Kiefer B., Peacock S. M., 2002: High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems an electronic Journal of the Earth Sciences*, published by AGU and Geochemical Society, 3/101056, doi: 10.1029/2001GC000256, ISSN 1525-2027
- Visser R. L. M., Drury M. R., Newman J., Fliervoet T.F., 1997: Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere. *Tectonophysics* 279, 303–325
- Vörös A., 2001: Paleobiographical analysis: a tool for the reconstruction of Mesozoic Tethyan and Penninic basins. *Acta Geol. Hung.* 44/2–3, 145–158
- Warner M., Morgan J., Barton P., Morgan P., Price C., Jones K., 1996: Seismic reflections from the mantle represent relict subduction zones within the continental lithosphere. *Geology* 24/1, 39–42
- Wein Gy., 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta. Geol.* 13/1–4, 399–436
- Wein Gy., 1978: A Kárpát-medence kialakulásának vázlata. *Ált. Földt. Szle.* 11, 5–27
- Yang W., 2003: Flat mantle reflectors in Eastern China: possible evidence of lithospheric thinning. *Tectonophysics* 369, 219–230
- Zolnai G., 2000: Continental wrench-tectonics and hydrocarbon habitat. EAGE-SEG-RSG tanfolyam. Bukarest

# A mágnesség jelensége és a Hopkinson-effektus

KISS JÁNOS<sup>1,\*</sup>, ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ<sup>1</sup>, SZARKA LÁSZLÓ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

\*E-mail: kiss@elgi.hu

<sup>2</sup>MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, H-9400 Sopron, Csatkai E. u. 6–8.

A kőzetek mágnesezhetőségét az azokban található mágneses ásványok, elsősorban a ferromágnesesek okozzák. Az átmeneti fémek esetében – mint például a Fe, Co és Ni (potenciális ferromágnesek) – a betöltetlen 3d vagy 4f elektronhéjak spinnel kapcsolatos mágneses momentumainak értéke nem nulla. Ezeknél a ferromágneseknél megfigyelhető spontán mágneses rendezettség oka a szomszédos atomok elektronjainak spinnel kapcsolatos, nem kompenzált mágneses momentumai között kialakuló kicserélődési kölcsönhatás, amelynek erőssége a megfelelő pályák hullámfüggvényei átfedésének mértékével jellemezhető.

Ferromágnesség emiatt csak a kristályrács meghatározott paraméterei mellett akkor jön létre, ha az atom átmérője legalább másfélszerese a be nem töltött 3d vagy 4f elektronhéjának. Ez az átmérőarány függ a rácsállandóktól, vagyis attól, hogy milyen kémiai környezetben van a mágnesezhető átmeneti fém atom. Mivel a rácsállandók függenek a hőmérséklettől, a nyomástól és a kristályrács-szimmetriától, a mágnesezhetőség is függ mindezekről. A szulfidok esetében például a maximális mágnesezhetőség nem az FeS összetételénél van, hanem  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$  összetételénél (azaz látszólag a kén-többlet az, amely növeli a mágnesezhetőséget), valójában azonban a kötéstávolságoknak van döntő szerepe. Ugyanezen okból csökken a mágnesezhetőség az oxidációs fok növekedésével a vas-oxidok esetében.

Ha az atom átmérője kisebb, mint a nem betöltött 3d vagy 4f elektronhéj átmérője, akkor a spinek közti kicserélődési integrál negatív, így azok rendezett helyzetükben ellentétes irányítottságúak, vagyis a kristály antiferromágneses. Az antiferromágnességnek ebben az esetben a mágneses szerkezet összetett, formálisan két, egymással ellentétesen mágnesezett alrácshálóból áll. Eredő mágnesség ebben az esetben akkor jön létre, ha a kristályban rácshibák vannak, mivel akkor felborul a szimmetria. Az ilyen módon létrejövő mágnesség jellemző például a hematitra, ezért annak mágnesezhetősége nagymértékben függ az ásvány szennyeződései mellett a lehetséges rácshibasűrűségről, amely makroszkópos szinten kapcsolatot jelent az ásvány megjelenési formája és a mágnesezhetősége között is. Ez magyarázatot adhat arra, miért nagyobb a lemezes megjelenési formák mágnesezhetősége. Ezzel kapcsolatban fontos körülmény, hogy a legnagyobb felületi rácshibasűrűség a kolloidoknál várható, aminek bizonyára nagy jelentősége van a kőzetek mágnesezhetőségében. Lényeges ugyanis az, hogy a kőzetek nem egész tömegükben mágnesezhetőek, mint ahogyan az a fémötvözetek esetében fennáll, hanem a mágnesezhető elemek a legtöbb esetben diszperz módon oszlanak el egy nem mágnesezhető közegben. Várható az is, hogy ezek a részek többnyire kolloid méretűek még a nagykristályos kőzetek esetében is, azaz diszperz eloszlású szennyeződések jelentik a tényleges hatót. Ebből következik a kőzetek további várható tulajdonsága, hogy a mágneses domének egyenként vagy csak nagyon kis csoportokban léteznek, ezért a már egyszer felvett mágneses orientáció megváltozása a doménhatárok megváltozása révén erősen gátolva van, mivel a domének határa egyben az egész mágnesezhető térrész határa is. Ugyancsak ezzel kapcsolatos az egydoménű szuperparamágneses részecskék kiemelt szerepe a kőzetmágnességben.

## Kiss, J., Zilahi-Sebess, L., Szarka, L.: The phenomenon of magnetism and the Hopkinson effect

The ability of rocks to be magnetized is caused primarily by the magnetic minerals found within them. In the case of transitional metals, such as Fe, Co, and Ni (potential ferromagnets), the magnetic momenta related to the spin of the empty 3d or 4f electron shell have a value other than zero. The reason for the observable spontaneous magnetic orderliness in these ferromagnets is the mutual effect of exchange between the uncompensated magnetic momenta, related to the electron spin of the neighbouring atoms, the magnitude of which can be characterized by the size of the overlapping of the wave functions of the appropriate orbits.

Thus, ferromagnetism arises only alongside certain parameters of the crystal structure: when the atom diameter is at least 1.5 times that of the empty 3d or 4f electron shells. This ratio of diameters depends on the constants of the lattice that is on the chemical environment of the magnetizable transitional metal atom. Because the lattice constants depend upon temperature, pressure, and lattice symmetry, so does the ability to be magnetized. In the case of sulphides for example, the maximum magnetization is not with the FeS composition, rather with the  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$  composition. In other words, it is apparently the excess sulphur which increases magnetizability, but it is the bond lengths which have a decisive role. For the same reason, the magnetizability of iron oxides decreases with the increase in the degree of oxidation.



If the atomic diameter is less than that of the empty 3d or 4f electron shells, then the exchange integral between spins is negative. Thus, they have opposing directions in their orderly position, i.e. the crystal is anti-ferromagnetic. In this case of anti-ferromagnetizability, the magnetic structure is complex, formally consisting of two opposing magnetized sub-lattice. Resultant magnetism arises in this case when there are imperfections in the crystal lattice, because those disrupt the symmetry. Hematite is an example of magnetism arising in this way, thus its magnetizability depends to a large degree on the density of imperfections in the lattice besides mineral contamination, which means a relationship between the formal appearance and the magnetizability of the mineral on the macroscopic level. This might explain why larger sheet forms have higher magnetizability. An important circumstance is that the greatest surface density of lattice imperfections can be expected with colloids, which certainly has great significance on the magnetizability of rocks. It is significant that rocks are not magnetizable in their entire mass, such as in the case of metal alloys. Rather, the magnetizable elements are usually dispersed within a non-magnetizable medium. It can also be expected that these parts are of the size of colloids, even in the case of large-crystal rocks. In other words, the dispersed impurities cause the actual effect. This leads to the further expected characteristics of rocks, that the magnetic domains exist individually or only in very small groups. Thus, changing the established magnetic orientation by changing the domain boundaries is severely restricted, because the domain boundaries are also the boundaries of the entire magnetizable field. Also related to this is the accentuated role of single-domain super-paramagnetized particles in rock magnetization.

*Beérkezett:* 2011. augusztus 4.; *elfogadva:* 2011. november 25.

## Bevezetés

A magnetotellurikus és geomágneses anomáliák értelmezése alapján feltételeztük (Kiss et al. 2005a, 2005b, Kiss 2009, Kiss et al. 2010, Szarka et al. 2010), hogy a földkéregben – a Curie-hőmérsékletet elérve – alkalmas körülmények között a mágneses permeabilitás szokatlanul nagy értéket vehet fel. Ennek – az ún. Hopkinson-effektusnak – bizonyítása azonban nem egy egyszerű feladat. A Curie-hőmérséklet mélységét (az előzetes mélységbecslések alapján) a világ legmélyebb fúrásai is csak a Magyarországra jellemző, nagy geotermikus gradiensű helyeken érhetnék el. Itt azonban éppen a magas hőmérséklet szab határt, mert 300 °C felett már ellehetetlenedik a fúrás. A Curie-hőmérsékleti mágneses fázisátalakulásnak a közvetlen, földkéregbeli *in situ* kimutatására tehát nincs lehetőség.

Kizárólag közvetett úton, geofizikai (geomágneses, magnetotellurikus, esetleg szeizmikus) és laboratóriumi méréseken keresztül lehetséges következtetéseket levonni. Eddigi eredményeink alapján úgy gondoljuk, hogy a geofizikai mérési eredményekben ott rejtőzhetnek a Hopkinson-effektus hatására kialakuló anomáliák is. A jelenség megismeréséhez azonban elméleti kutatásokra, valamint a geofizikai mérési eredmények további részletes, sokoldalú elemzésére van szükség.

A geofizikai mérések értelmezése során az ekvivalencia jelenti az egyik nagy problémát – pl. a mágneses anomáliák kiértékelésekor. Egy másik speciális eset, amikor a Hopkinson-csúcs (a ferromágneses anyagok permeabilitásának jelentős megnövekedése) észrevétlen marad, és az általa okozott anomáliából tévesen az elektromos fajlagos ellenállás megnövekedésére következtetünk – pl. a magnetotellurikus mérések esetén.

A laborméréseknél arra kell figyelemmel lenni, hogy a mágneses anyagok viselkedése felszínen és a földkéregben (10–20 km-es mélységben) egymástól eltérő lehet. Következésképpen a normál körülmények között végzett laboratóriumi vizsgálatok eredményei a mélybeli viszonyokról

bizony sokszor eleve megtévesztők lehetnek, nem tükrözik vissza a földkéreg adott mélységében lejátszódó folyamatokat.

A mágneses fázisátalakulás megértéséhez áttekintjük a mágnesség jelenségét: az eredetet, a mágneses elemek, ásványok és kőzetek kapcsolatát, és végül elemezzük különböző külső tényezők hatását.

## A fizikai jelenségek megismerése

A geofizika célja a földtani felépítés megismerése, többnyire klasszikus fizikai módszerekkel. A geofizikai anomáliák értelmezése során újabb és újabb fizikai jelenségek és eddig ismeretlen anyagi tulajdonságok is látókörbe kerülnek, amelyek révén a geofizika kezdi szétfeszíteni a klasszikus kereteit!

A fizikai jelenségek megismerésének problematikáját Kaganov és Lifsic (1976) orosz szerzők elemi részecskékről szóló könyve mutatja be szemléletesen, amelyből érdemes bevezetőként néhány mondatot kiragadni:

„...A kvantummechanika előtti klasszikus fizika megálapításait, hogy a világ részecskékből és elektromágneses terekből – hullámokból – áll, lényegében ma is változás nélkül el kell fogadnunk. A kvantummechanika azonban továbbfejlesztette a „hullám” és a „részecske” fogalmát, kimutatva, hogy a részecskéknak hullámsajátosságai vannak, a hullámoknak pedig korpuszkuális<sup>a)</sup> tulajdonságaik vannak, de egyáltalán nem számolta fel az anyag e két létformája közötti különbséget.

A szilárdtestek dinamikai tulajdonságainak többsége – egyebek között a termikus, galvanikus, mágneses stb. tulajdonságok – a test energiaspektrumának szerkezetével, a testbeli elemi mozgásokat realizáló kvázirészecskék tulajdonságaival állnak kapcsolatban. Ugyanazt az objektumot ugyanolyan körülmények között egyes kísérletekben ilyen, más kísérletben olyan elemi részecskékből állónak kell tekinteni ahhoz, hogy a jelenségeket le tudjuk írni.

Egy kristály energiája például nem adható meg az egyes független molekulák energiájának összegeként, mivel a molekulák kölcsönhatási energiája egyáltalán nem kicsi a kinematikai energiához képest.

A szomszédos atomok mágneses momentuma között is kölcsönhatás működik, egy-egy atom mágneses momentuma nem rezeghet függetlenül a szomszéd atomok rezgésétől. A mágneses jelleget az anyagi jellemzőkön túl ezek a kölcsönhatások határozzák meg az adott körülmények között. A mágneses momentumok legegyszerűbb felbonthatatlan mozgásformája a hullám, ha a hullámhossz sokkal nagyobb, mint a szomszédos atomok távolsága, akkor a frekvencia ferromágneses anyagban a hullámszámvektor négyzetével, antiferromágneses anyagban annak első hatványával lesz arányos.

A mágneses momentumok rezgéshullámaint „spinhullám”-oknak, a megfelelő kvázirészecskéket „magnon”-oknak nevezzük...”.

Mármost rá kell döbbernünk, hogy vannak olyan bizonytalansági tényezők, amelyek miatt a mágnesség jelensége a klasszikus fizikában használt formulákkal nem adható meg, csak kvantummechanikai megközelítéssel tárgyalhatók.

## Mágnesség és anyagszerkezet

A mágneses tulajdonságokat a kvantummechanika segítségével érthetjük meg. Az atom pozitív magból és körülötte keringő elektronokból áll. Az atom mágneses momentuma az elektron saját vagy spin mágneses momentumából (tengely körüli forgásból) és az elektron atommag körüli keringésből származó orbitális mágneses momentumából adódik. Az atommagban lévő proton és neutron is rendelkezik mágneses momentummal, amelyek elhanyagolhatóak az elektron mágneses momentumához képest. Az atom mágneses momentumát alapvetően az elektronfelhő mágneses momentuma határozza meg. A szilárdtestek megszámlálhatatlanul sok atomból épülnek fel, de testek mágneses momentuma nemcsak a részecskék momentumából adódik össze, hanem azok kölcsönhatásának az eredője. Ebből adódik, hogy valamilyen mértékben minden anyag mágneses.

A mágneses tulajdonságok szempontjából a közetek homogén rendszernek tekinthetők, mivel minden mástól eltekintve a mágneses tulajdonságot a bennük előforduló ferro- és antiferromágneses anyagok határozzák meg. Az anyagok közül egyedül a ferromágneseknek van azonban számottevő mágnessége. Ferromágneseknek hívjuk azokat az anyagokat, amelyekben a belső tér százszor, ezerszer erősebb, mint a külső mágnesező tér (Javorszki, Detlaf 1974). Vizsgálatunk tárgya a mágnesség jelensége és a ferromágneses anyagok.

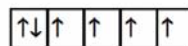
### Mágneses momentum, spinmomentum<sup>b)</sup>

Az esetek többségében legkisebb, elemi mágnesnek az elektron saját mágneses momentumát tekinthetjük (Kaganov, Cukernyik 1982). A ferromágnesség jelensége azonban

Szilárdtest mágneses momentuma: a párosítatlan spinű elektronok spinmomentumainak vektori eredője.

(3d, 4f héj telítetlen, doménszerkezet)

$$\mu_B = \frac{qh}{4\pi m} = \frac{q\hbar}{2m}$$



Fe:  $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 3d^6 4s^2 \Rightarrow 4$  Bohr-magneton

Co:  $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 3d^7 4s^2 \Rightarrow 3$  Bohr-magneton

Ni:  $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 3d^8 4s^2 \Rightarrow 2$  Bohr-magneton

**1. ábra** A mágnességért felelős szerkezet – telítetlen külső elektronhéjak ( $\mu_B$  – Bohr-féle mágneses momentum) (Mészáros 2004)

**Figure 1** Construction that is responsible for magnetism – unpaired electronic shells ( $\mu_B$  – Bohr magnetic moment) (Mészáros 2004)

aazzal van kapcsolatban, hogy pl. a Fe, a Ni, és a Co atomok 3d energiaszintje (1. ábra), valamint a gadolínium (Gd) atomok 4f energiaszintje betöltetlen. A spontán mágneses rendezettség oka a szomszédos atomok elektronjai között kialakuló kicserélődési kölcsönhatás.

Ezt a hatást többnyire a d állapotú elektronok valósítják meg, amelyek elektronspinjei egyirányú rendezettségre törekcsenek, és makroszkopikusan egy eredő mágneses momentumot eredményeznek a kb. 1–10  $\mu\text{m}$  kiterjedésű mágneses domének kialakítása során. (A spin egyedi sajátosság, de egyszersmind meghatározza a részecskék kollektív sokaságbeli viselkedését, ld. Kaganov és Lifsic (1976)).

### Kicserélődési kölcsönhatás, kristályrácsállandó

A ferromágneses anyagok nagy mágnesezhetőségét a bennük kialakuló molekuláris mágneses tér magyarázza. A molekuláris mágneses tér annak eredménye, hogy a kristályrács atomjaiban lévő elektronok spinnel kapcsolatos mágneses momentuma nem kompenzált, és közöttük sajátos kvantummechanikai (kicserélődési) kölcsönhatás alakul ki.

A kicserélődési kölcsönhatás a Pauli-féle kizárási elv<sup>c)</sup> és az elektronok közötti Coulomb-kölcsönhatás<sup>d)</sup> következménye. Az elektronok kétféle spinrendezettséggel rendelkezhetnek: azonos vagy ellentétes irányúval. Ha azonos irányúak, akkor a kizárási elv miatt az elektronok egymástól távol találják meg a nyugalmi helyzetet. Ha ellentétes irányúak, akkor az elektronok közelednek egymáshoz, és adott távolság mellett a hullámfüggvények átfedik egymást. A kétféle helyzet kétféle energiaállapotot jelent, mert amikor az elektronok közel kerülnek egymáshoz, a Columb-féle taszítás miatt az energia jelentősen megnő. Az elektrosztatikus energia nagymértékben függ a spinek relatív helyzetétől, az energiák közötti különbség meghatározza a kicserélődési energiát (Tsymbal 2008).

Ferromágneses anyagokban a kicserélődési kölcsönhatás szerepére először Frenkel és Heisenberg mutattak rá 1928-ban. Landau szerint: „A kicserélődési kölcsönhatás a ré-

szecszerendszer hullámfüggvényeinek a részecskék felcserélésével szemben mutatott szimmetriájával kapcsolatos. Ez a kicserélődési szimmetria és vele együtt a kicserélődési kölcsönhatás is csak a rendszer teljes spinjétől függ, az iránytól független”.

Ismeretes, hogy ferromágnesség csak a kristályrács egyes paramétereinek meghatározott értékei mellett alakulhat ki, mert a szomszédos atomok közötti távolságnak olyannak kell lennie, hogy biztosítsa az elektronfelhők hullámfüggvényeinek szükséges mértékű átfedését, így a szomszédos atomok kölcsönhatása az elektronrendszer olyan energiaállapotára vezet, amely biztosítja a ferromágneses anyagok stabilitását.

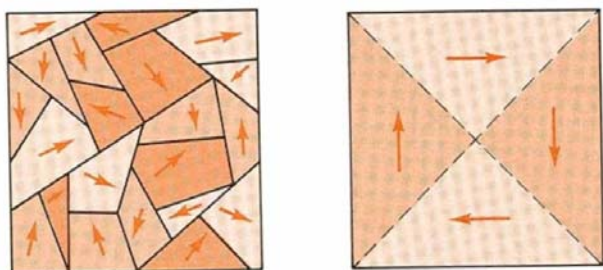
A ferromágneses anyagok esetén a mágnesezhetőség feltevése, hogy  $d/a \geq 1,5$  teljesüljön ahol  $d$  az atom átmérője,  $a$  pedig, a be nem töltött 3d vagy 4f elektronhéj átmérője (Javorszkij, Detlaf 1974).

Az előzőekből következik, hogy a mágnesezhetőség erősen függ a rácsállandóktól és emiatt azok hőmérséklettel való megváltozásától is. Mindebből következik az is, hogy a mágnesezhetőség nemcsak a hőmérséklet függvénye, hanem a nyomásé is, mivel a hőmérséklet növekedésével nem feltétlenül változik a rácsállandó, ha azt a nyomásváltozás megakadályozza. Emiatt egy laboratóriumi hevítéses kísérlet az elektronhéjak átfedése szempontjából nem lehet analóg a nagy mélységben, több száz vagy ezer atmoszféra nyomáson létrejövő folyamattal.

A rácsállandók és a mágnesezhetőség szoros kapcsolatának következménye a kémiai összetétel és a mágneses szuszeptibilitás közti összefüggés. Az ásványok sztöchiometriai<sup>9)</sup> képlete csak egy állandó szerkezet mellett fennálló átlagos összetételt ír le, de vannak a kristályráccsal kompatibilis, abba beépülni tudó helyettesítések is. Ezek a helyettesítések kismértékben megváltoztatják az eredeti rácsállandókat és ezzel a mágnesezhető ásványokban a kicserélődési kölcsönhatást is. A ferromágneses jelleg elsődlegesen a kicserélődési kölcsönhatástól függ.

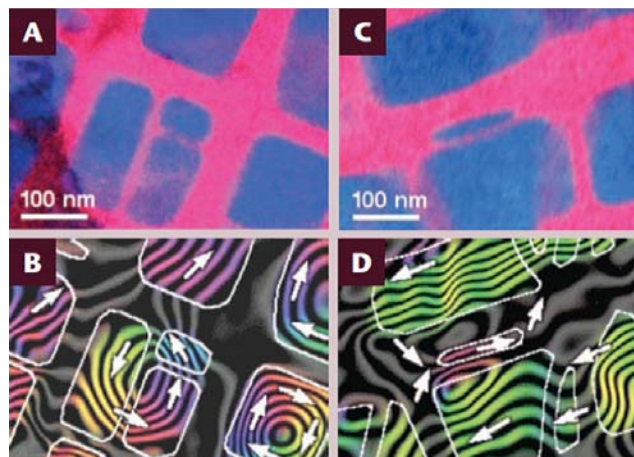
## Doménszerkezet

A mágneseződés mechanizmusának magyarázatában alapvető szerepe van a doménelméletnek. A domének olyan tar-



**2. ábra** | Mágneses domének helyzete többkristályos és egykristályos mintában (Temesváriné 2005)

**Figure 2** | Location of magnetic domains in multi-crystal and mono-crystal forms (Temesváriné 2005)



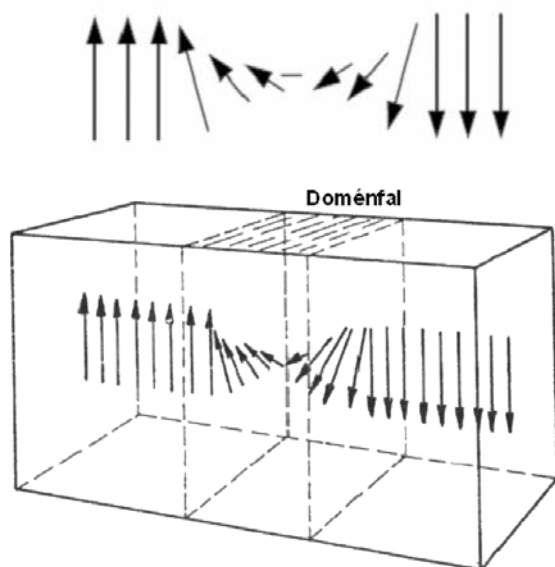
**3. ábra** | Titanomagnetit kémiai kompozit térképe (A, C) és a mágneses fáziskontúrok elektronholografikus képe (B, D) (Harrison, Feinberg 2009). A ferromágneses magnetit – felül kék színű, lent fehér kontúrral a paramágneses ulvöspinelben – felül piros színű, alul szürke árnyalatokkal látható a képen. A mágneszettségi irányok a szivárvány színeivel vannak jelölve, a magnetitben dús részek vannak a fehér kontúrunkon belül, ezekben fehér nyíllal a mágneses dipól domináns iránya is jelölve van

**Figure 3** | Composite chemical map of titanomagnetite (A, C) and magnetic phase contours using electron holography (B, D) (Harrison, Feinberg 2009). The natural ex-solution intergrowth of magnetite (blue regions in A and C) within a matrix of paramagnetic ulvöspinel can be seen. The outlines of the magnetite-rich regions (in B and D) are marked in white, while the direction of the measured magnetic induction is indicated both using arrows and according to the colour wheel shown in the figure

tományok a mágneses anyagon belül, amelyekben az elemi mágneses momentumok túlnyomó többsége egy adott irányban áll, és ez az irány rendszerint valamelyik kitüntetett, pl. kristálytani iránnyal azonos. A domén a kollektív spinsajátosságok megtestesítője. A doménnek nevezett tartományon belül tehát az anyag telítésig van mágneseselve, de nagyobb térfogatot vizsgálva a sok domén egymás mágneses hatását részben vagy egészben semlegesíti.

Az anyagok makroszkopikusan sokszor nem mutatnak mágneses tulajdonságokat, mivel különböző domének véletlenszerű orientációja következtében az eredő mágneses momentum zérus (2. ábra). Finom üledékek esetén a domének mérete egyben szemcseméret is (szuper-paramágneses részecskék).

A 3. ábra egy titanomagnetit kristálynak a ferromágneses magnetit (fent kék, lent fehér kontúr) és paramágneses ulvöspinel (fent piros, lent szürke) szerkezetét mutatja egy elektronholográfiával készült felvételen (Harrison, Feinberg 2009). A mágneszettségi irányok a szivárvány színeivel vannak jelölve, a magnetitdús részek vannak a fehér kontúrunkon belül, ezekben fehér nyíllal a mágneses dipól domináns iránya is jelölve van. Az ábra jó képet ad a mágneses dipólszerkezetről és a változó anyagi tulajdonságok határfelületeiről.



**4. ábra** | Mágnesszettségi irányok átfordulása és a doménfal térbeli helyzete az anyagban (Mészáros 2004)

**Figure 4** | Spatial situation of overturn of magnet directions at the domain wall (Mészáros 2004)

A szilárd anyag mágnesszésének megváltozása kétféleképpen lehetséges:

- 1) az egyedi domének térfogatának megváltozása (ez a doménfal eltolódását jelenti),
- 2) a mágneses momentum irányának átfordulása egy doménon belül. (Esetenként, bizonyos körülmények között a domén maga is foroghat, pl. olvadáskor vagy finomszemcsés üledékek esetében, de ez már nem kezelhető szilárd anyagként.)

### Doménfal

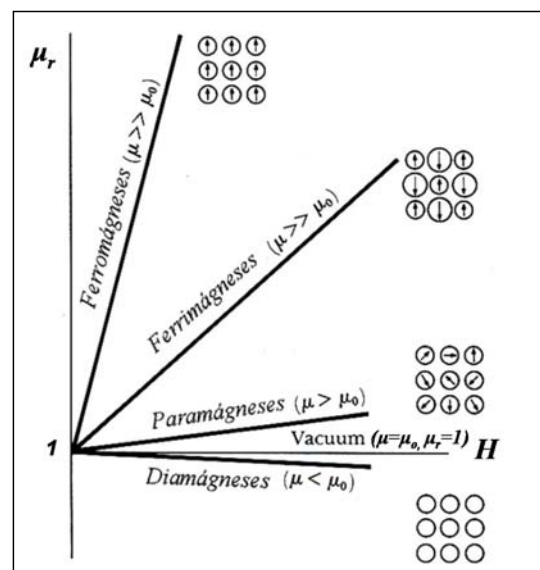
A doménfalak térbeli helyzetét mutatja a 4. ábra. A doménfalak kristályhibák, zárványok, belső feszültségek, különféle inhomogenitások, diszlokációk, zónás kiválások mentén alakulnak ki.

A doménfalak mozgásának útjába szintén a kristályhibák, zárványok, belső feszültségek, különféle inhomogenitások állnak. A legerősebb akadályok éppen azok, amelyeket fénymikroszkóppal már nem is láthatunk (diszlokációk, zónás kiválások). Ezek megkötik a doménfalat, és csak erősebb külső tér (külső energia) képes átkényszeríteni a falakat ezeken az akadályokon.

## Mágnesség és külső energiák

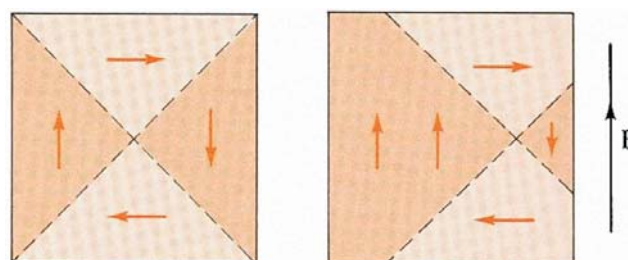
### A külső mágneses tér hatása

Az anyagok mágneses viselkedését jellemző indukcióváltozás külső mágneses mező hatására következik be. A külső mágneses erőter rendező hatása következtében az erőterrel



**5. ábra** | Az anyagok mágneses jellege és viselkedése külső térben különböző mágneses permeabilitás esetében (Temesváriné 2005, módosítva)

**Figure 5** | Magnetic character of the substances and their behaviour in external field depending on the permeability (Temesváriné 2005, modified)



**6. ábra** | Doménfalmozgás egykristály esetében (Temesváriné 2005)

**Figure 6** | Domain wall motion in case of mono-crystal (Temesváriné 2005)

megegyező irányítottságú domének növekedni kezdenek az ellentétes orientációjú domének térfogatcsökkenése mellett, és a külső mágneses erőterrel megegyező irányítottságú permanens mágneses momentumra tesznek szert. A mágneses jelleget a mágneses domének összhatása határozza meg (5. ábra).

A doménfal-eltolódást (6. ábra) ugyanazokkal a módszerekkel lehet gátolni, melyekkel a mechanikai keménység- vagy a mechanikai szilárdsági tulajdonságok növelhetők (innen ered a „kemény mágnes” elnevezés), például rács- hibasűrűség növelésével. A doménfal-eltolódás megakadályozásának talán a legkézenfekvőbb módja az, ha megpróbálunk egy olyan szilárdtestet létrehozni, amelyben nem jöhet létre doménfal, következtetésképpen faleltolódás sem. A momentumok átfordulását is megnehezíthetjük úgy, hogy



minél nagyobb kristályanizotrópiájú anyagot választunk, melyben lehetőleg kevés a könnyű mágnesezési irány.

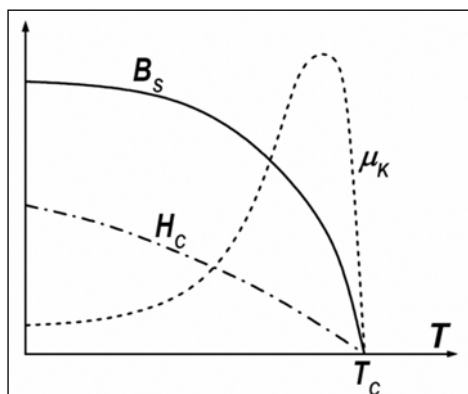
Egy adott energiaszint felett falmozgások már nincsenek, a domének átfordulnak, pl. a külső erőtér irányába.

Olvadékokban a domének szabadon elmozdulhatnak, ami akkor jöhet létre, ha az olvadék kisebb hőmérsékletű, mint a ferromágneses szemcse (anyag) Curie-hőmérséklete. Ez magyarázza a kőzetek irányított mágneses tulajdonságait és a kialakuló jelentős remanens mágnesezettséget.

### A környező hőmérséklet hatása

Általános törvényszerűség fémek mágneseknél – ezeket ismerjük legjobban, de feltételezhetjük az analógiát a többi ferromágneses anyagra is – a telítési indukció ( $B_s$ ), a hőmérséklettel monotonon csökken, mégpedig annál erősebben, minél jobban megközelítjük a Curie-hőmérsékletet (7. ábra). A koercitív erő<sup>(1)</sup> ( $H_c$ ) változása szintén monoton csökkenő (arányosnak tekinthető az anizotrópia változásával). A kezdeti permeabilitás értékét a doménfal mozgékonyasága szabja meg. Ha az anizotrópia csökken, a falszélesség nő. Vastagabb doménfalak mozgékonyabbak, kevésbé érzékenyek a belső feszültségekre, rácshibákra, szennyezőkre. A mágneses permeabilitás a hőmérséklet növekedésekor növekszik, és ha a hőmérséklet közelít a Curie-hőmérséklethez, akkor a permeabilitás tart a végtelenhez. A doménfalmozgások elhasználása után a Curie-hőmérséklet közelében doménátfordulások jelennek meg, amit a szuszceptibilitásgörbe aszimptotikus beállása jelez.

Ezt a rendkívül nagy szuszceptibilitásnövekedést hívjuk Hopkinson-effektusnak. További hőmérséklet-emeléssel az anyag paramágnesessé válik. Az effektus hőmérséklettől való függésének a vizsgálata a legegyszerűbb, ezért sokat (de nem eleget) tudunk a hőmérséklet hatására bekövetkező változásokról. A Curie-hőmérséklet és a mágneses fázisátalakulás azonban több paramétertől is függ (pl. kémiai-ásványtani összetétel, hőmérséklet, külső mágneses tér, nyo-



7. ábra A telítési indukció ( $B_s$ ), a koercitív erő ( $H_c$ ) és a mágneses permeabilitás ( $\mu_k$ ) változása a hőmérséklet hatására (Mészáros 2004)

Figure 7 Changes of saturation magnetization ( $B_s$ ), coercive force ( $H_c$ ) and magnetic permeability ( $\mu_k$ ) due to the temperature (Mészáros 2004)

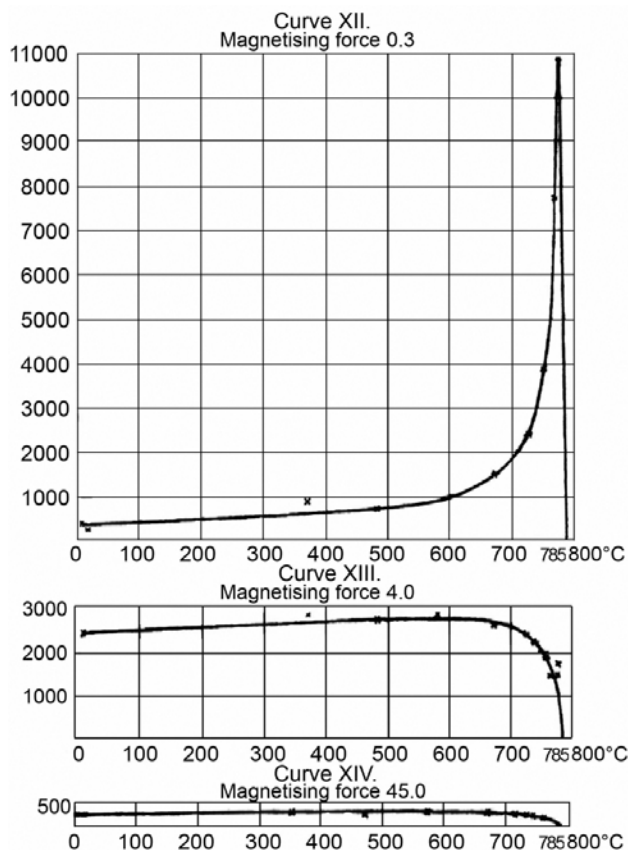
másviszonyok) – amelyekre a továbbiakban még részletesen kitérünk –, így e kvantumfizikai jelenséget kizárólag a hőmérsékletfüggés alapján megítélni félrevezető lehet!

### Mágneses fázisátalakulás és a Hopkinson-effektus

A mágneses jellegnek az átalakulását (ferromágneses–paramágneses átmenet) és visszarendeződését másodrendű fázisátalakulásnak nevezzük. A fázisátalakulás oka egy olyan energiaállapot, amely ferromágneses rendezettséget megszünteti a mágneses fázisátalakulás kritikus pontján.

Vas mintákon végzett laboratóriumi kísérleteiben Hopkinson már a XIX. század végén kimutatta:

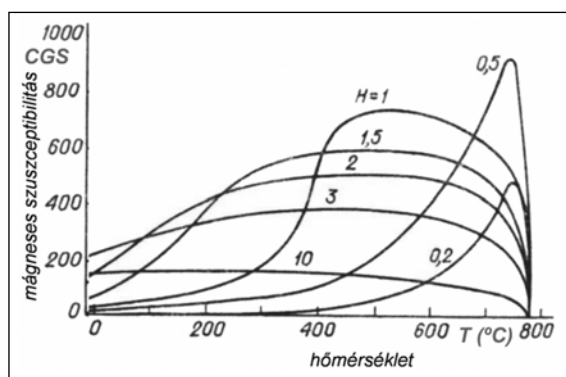
- a mágneses permeabilitás (szuszceptibilitás) 50-szeres megnövekedését (8. ábra), azaz a később róla elnevezett Hopkinson-csúcsot (Hopkinson 1889),
- a fajhő körülbelül 200-szoros megnövekedését (Hopkinson 1901), amelyre a kihűlő vas átkristályosodási hőleadása (vagy újrafelizzása, az ún. „re-calescence” jelenség) alapján jött rá,
- az elektromos ellenállás (Hopkinson 1889) hőmérsékleti koefficiensének megváltozását.



8. ábra Hopkinson 1885-ben végzett kísérletének eredménye: a mágneses permeabilitás viselkedése háromféle (0,3, 4,0 és 45,0 Oe) térerő alkalmazása esetén (Hopkinson 1889)

Figure 8 Variation of the magnetic permeability of iron as a function of the temperature, in case of three external magnetic field intensity: 0.3, 4.0 and 45.0 Oe (original figure by Hopkinson 1889)





9. ábra A szuszceptibilitásváltozás hőmérsékletfüggése különféle intenzitású mágneses tér esetén a vasnál (Logatsov, Zaharov 1979). Görbefelirat: mágneses térorer oerstedben

Figure 9 Variation of the magnetic permeability of iron as a function of the temperature (after Logatsov and Zaharov 1979) at different external magnetic field (field value in oersted written on the curves)

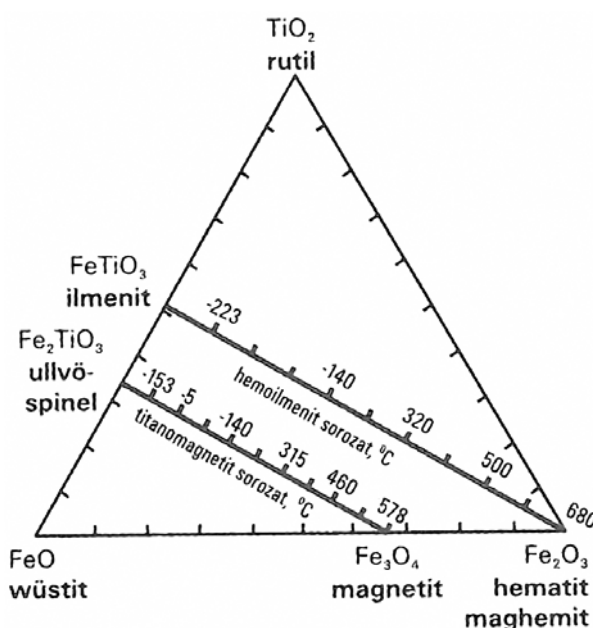
A fajhő körülbelül kétszázszoros megnövekedése azzal magyarázható, hogy az előző rendezettség felbontására rendkívül sok energia szükséges.

Hopkinson kísérleteiből (8. ábra) látszik, hogy a fázisátalakulás során a mágneses szuszceptibilitás változása a mágneses térorerősségtől függ. Kis (0,3 Oe) és nagy (4,0 Oe) térorerősség esetén eltérő mértékű változásokat lehet tapasztalni a szuszceptibilitás értékében. A görbék 1,0 Oe-nél nagyobb térorerő esetén, a Curie-hőmérséklet környezetében (a vas esetében 770 °C) szuszceptibilitáscsökkenést, kisebb térorerő esetén szuszceptibilitásnövekedést, illetve maximumot mutatnak.

A 8. és 9. ábra alapján azonban a jelenséget úgy is értelmezhetjük, hogy a mágneses tulajdonságokért felelős külső elektronhéjak energiaszintjei nemcsak a hőmérséklettől függenek, hanem a külső mágneses tértől és a nyomástól, azaz a rendszerre ható külső energiáktól. Ezek együttesen határozzák meg a mágneses fázisátalakulást és a Curie-hőmérséklet értékét (többek között ezzel magyarázhatók a különböző szerzők által ugyanarra az anyagra megadott Curie-értékek enyhe eltérése). A 9. ábra görbemenetei alapján azt is mondhatjuk, hogy a Hopkinson-csúcs a térorerő növekedésével egyre kisebb értékű. 0,5 Oe térorerő esetén 750 °C és  $900 \times 10^{-6}$  CGS, 1,0 Oe esetén 520 °C és  $700 \times 10^{-6}$  CGS körüli, és 2,0 Oe esetén 500 °C és  $500 \times 10^{-6}$  CGS, ráadásul a maximum egyre szélesebb hőmérsékleti intervallumban „elkenődve” jelentkezik.

Az anyag Curie-hőmérsékletének kialakulásában szerepe van a mikroszemcse-eloszlásnak is. A kőzetek sztöchiometriája nem biztos, hogy egyforma a szemcsén belül. A Curie-hőmérséklet meghatározásának eredménye ebben az esetben az lesz, hogy sok-sok éles, eltolt Curie-hőmérsékletű csúcs eredőjeként egy ellaposodott maximumgörbe alakulhat ki.

A  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--FeO--TiO}_2$  háromszögdiagramban (10. ábra) az összetétel mellett McElhinny (1983) megadja a Curie/Néel-hőmérsékletet a titanomagnetit/hemoilmenit sorozat külön-



10. ábra  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--FeO--TiO}_2$  háromszög-diagram (Merill, McElhinny 1983)

Figure 10 Ternary compositional diagram of  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--FeO--TiO}_2$  minerals (Merill, McElhinny 1983)

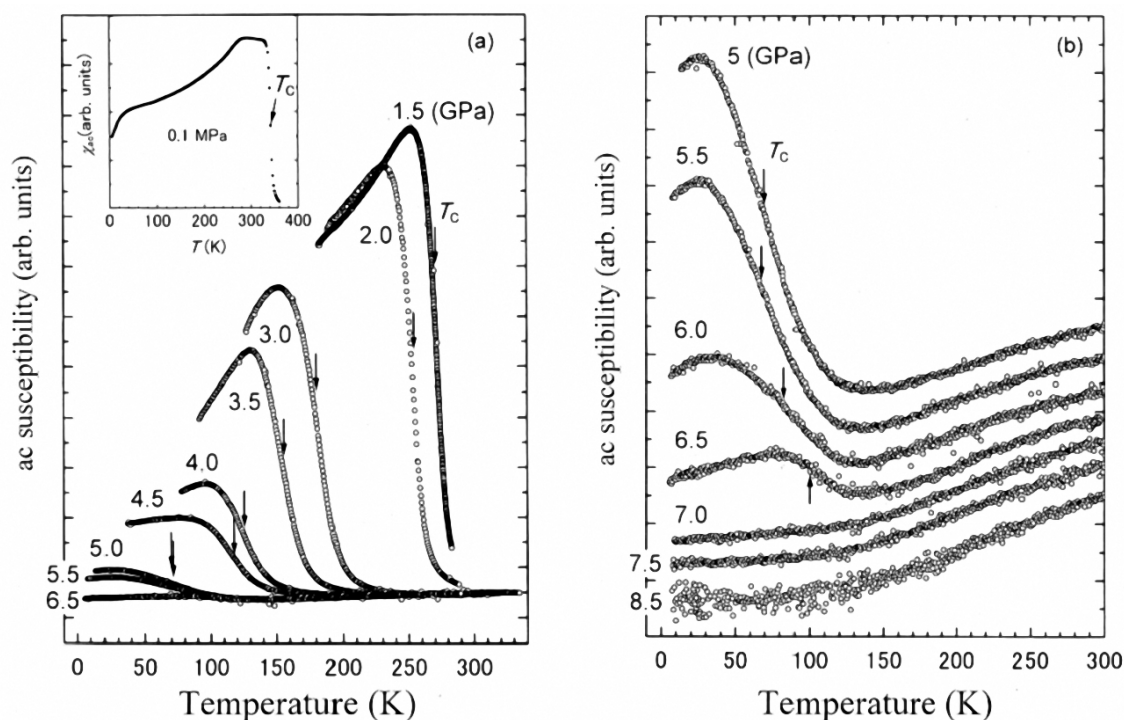
böző elemei esetében. Ez jól mutatja az anyagi összetétel hatását a Curie/Néel-hőmérsékletre.

### A külső nyomás hatása

Az anyagvizsgálatok szerint a nyomásnak is hatása van a Curie-hőmérsékletre, illetve a mágneses tulajdonságokra, és mágneses fázisátalakulás pusztán a nyomásváltozás hatására, hőmérséklet-emelkedés nélkül is bekövetkezik.

A 11. ábra anyaga, a CrTe (krómtellurid) nem tekinthető tipikus kéregbeli ásványnak, de a Curie-hőmérséklettel kapcsolatos publikációk zöme jórészt nem a hagyományos, természetben előforduló anyagok vizsgálatán alapszik.

Ishizuka et al. (2001) a CrTe-t különböző nyomásviszonyok és 3 Oe külső mágneses térorerő mellett tanulmányozta. (Ekkora térorerő esetén Hopkinson a Curie-hőmérséklet környezetében szuszceptibilitáscsökkenést mutatott ki.) Az eredményt a 11. ábra mutatja, amelyen látszik, hogy a nyomás hatására erősen csökken a minta mágneses szuszceptibilitása és Curie-hőmérséklete is. (A bejelölt Curie-hőmérsékletek a szuszceptibilitásgörbe inflexió pontjai alapján meghatározott értékek.) A Curie-hőmérséklet a nyomás növekedésével a felszíni viszonyok esetén tapasztalt 342 K-ról 5,5 GPa értéknél 75 K-re, majd 6,5 GPa nyomásnál visszamelkedik kb. 100 K-re. (Ez éppen ellentétes Carmichael 1982-ben a nyomásfüggőségre közzétett adataival.) A vizsgálatok azt is kimutatták, hogy a CrTe esetében 7 GPa nyomás felett nem létezik Hopkinson-csúcs. A szerzők értelmezése szerint mágneses fázisátalakulás nemcsak a hőmérsékletváltozás, hanem nyomásváltozás hatására is bekövetkezik, tehát az anyag egy meghatározott nyomásérték felett a hőmérséklettől függetlenül paramágneses állapotba kerül.



**11. ábra** | A CrTe minta váltóáram szuszceptibilitásának a megváltozása 3 Oe külső mágneses tér esetén (Ishizuka 2001). a) 1,5–6,5 GPa és b) 5,0–8,5 GPa nyomásviszonyok között (kis ábra mutatja a normál felszíni körülmények közötti jellegzet)

**Figure 11** | Temperature dependence of AC susceptibility for CrTe at 3 Oe external magnetic field (Ishizuka 2001). a) at pressures from 1.5 to 6.5 GPa and b) at pressure from 5.0–8.5 GPa (small picture shows the dependence at normal surface conditions)

het. Ez új értelmezési perspektívát ad a Hopkinson-effektusnak, mert a földkéreg mozgása során igen nagy feszültségek is előfordulnak (kiegészítve a magas hőmérséklettel)!

Magyarországon, a felszínen normálisan 100 kPa (0,1 MPa) nyomás van, az átlagos függőleges nyomásgradiens [ $p = (2670 \text{ kg} \cdot 9,8085 \text{ m/s}^2)/1 \text{ m}^2 = 26,2 \text{ kPa/m}$ ], ebből 10 km mélységre 262 MPa, 20 km-re 524 MPa nyomás számítható.

A földkéregben a nyomás eredete a következő lehet:

- a közetrétegek súlyából adódó litosztatikus nyomás irányítatlan,
- a tektonikai hatásra kialakult irányított, vagy stressz-nyomás.

Nyikolajevszkij (2001) szerint általánosan igaz az, hogy a vízszintes nyomás sokkal gyorsabban nő a mélységgel, mint a függőleges közetnyomás. Vizsgálatai alapján megad-

**1. táblázat** | A földkéregre jellemző átlagos termodinamikai paraméterek (Nyikolajevszkij 2001)

Kéreg	Nyomás (GPa)	Hőmérséklet (°C)
Felső	$p \leq 0,2$	$T \leq 200$
Középső	$0,2 \leq p \leq 0,5$	$200 \leq T \leq 500$
Alsó	$0,5 \leq p \leq 1,0$	$400 \leq T \leq 600$

ja a kéreg különböző részeire, az átlagos termodinamikai (pl. nyomás és hőmérséklet, *1. táblázat*) jellemzőket.

Magyarország geotermikus adatai miatt a geotermikus gradiens nagy, s ezért a kéreg hőmérséklete egy adott mélységben nagyobb, mint amely a földi átlag alapján várható lenne. A nyomásviszonyokról csak keveset tudunk.

A Curie-hőmérséklet értéke a különböző anyagok elektronhéj- és térrács-szerkezete által determinált érték, amely hőmérséklettől, nyomástól és külső mágneses térerőtől függ, és nem tekinthető univerzális állandónak (általában a magnetit Curie-hőmérsékletét szokták kizárólagosan használni, hibásan).

### A mágneses fázisátalakulás kritikus állapota

A mágneses fázisátalakulás során kialakuló kritikus állapot lényege, hogy a folytonos fázisátalakulások szűk környezetében az anyag fizikai jellemzői (például fajhő, mágneses szuszceptibilitás stb.) drasztikusan megnőnek, magában a kritikus pontban elvileg végtelenhez tartanak. Mindez annak tulajdonítható, hogy a kritikus pont körül a rendszer instabil állapotban van, az atomi méretekhez képest abban óriási léptékű ingadozások zajlanak, amelyek a kialakuló új fázis szerkezetét előlegezik (Kondor 2004).

A ferromágneses oldal felől közelítve a Curie-hőmérsékletet nagyon bonyolult összefüggések vannak, és a szuszceptibilitásváltozást nem tudjuk matematikailag pontosan leírni!

A Curie-hőmérsékleten ( $T_C$ ) a fluktuációs (vagy kicserélődési kölcsönhatások) tartományban a klaszteres átrendeződések és szétbomlások a jellemzők. A kicserélődési kölcsönhatás arról szól, hogy az elektronok szeretnek párhuzamos spinhelyzetben állni, miközben az anyag törekszik az ideális energiaminimum állapotának elérésére. Szigetszerű, klaszterméretű mozgásban van az anyag, állandó átrendeződések folynak, hogy az aktuális (pl. termikus) energiaszintnek legjobban megfelelő, mágneses térszerkezet alakuljon ki. Az, ami mikroszkopikusan, az energiaszint alapján a legjobb állapot lenne (amikor minden szomszéd igazodik), nagyon nagy térenergiát jelentene makroszkopikus szinten. Az energiaminimum eléréséhez a mikro- és makroszkopikus szintek közötti kompromisszumként (mindkét feltételnek eleget téve) köztes állapotok alakulnak ki, de minél közelebb kerülünk a Curie-hőmérséklethez, annál inkább az egyirányú spinekből álló klaszter lesz a jellemző (Mészáros, Hák 2007).

A paramágneses tartományban a szuszceptibilitás hőmérsékletfüggését a Curie–Weiss-törvény (Kittel 1981) írja le, de a Curie-hőmérsékleten a Curie–Weiss-törvény már nem érvényes, s ezért a szuszceptibilitás véges értékű lesz.

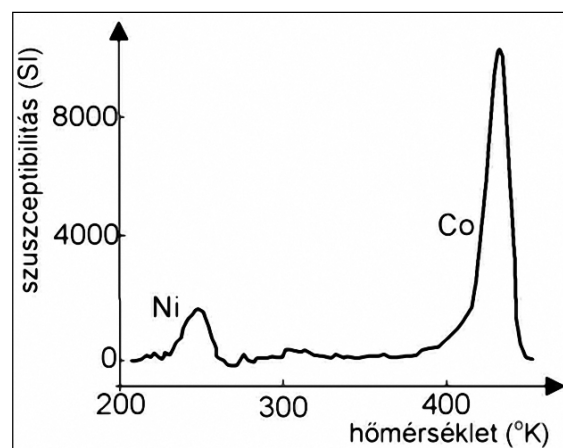
Másodrendű fázisátalakulások során test szimmetriája ugrásszerűen változik, de az anyag állapotának változása folyamatos<sup>9)</sup>. Az átalakulás során ennek megfelelően nem alakul ki látens hő. A hőmérsékletnek, a hőtágulásnak és a saját mágnesezettségnek nem lesz ugrásszerű változása, de a fajhőnek és a saját mágnesezettség hőmérsékleti koefficiensének ugrásszerű változása tapasztalható. A másodrendű fázisátalakulás során a különböző fizikai tulajdonságok jellegzetességei hatványfüggvényekkel írhatók le legjobban (Kosztyurina 2006).

A mágneses fázisátalakuláshoz közeledve a mágneses szuszceptibilitás értéke elvileg a végtelenhez közelít, a valóságban azonban az egyedi mintákon elvégzett kísérletek is azt igazolták, hogy a mágneses szuszceptibilitás a fázisátalakulás kritikus pontján véges nagyságú (Kosztyurina 2006).

### A mágneses fázisátalakulás megjelenésének mélységi és hőmérsékleti határai

Elméleti alapon (Kaganov, Cukernyik 1982) és modern fizikai kísérletek alapján (Rüdt 2004) is a Curie-hőmérséklet mindkét (alacsony vagy magas hőmérséklet-) irányból közelítve aszimptotikusan változó (növekvő vagy csökkenő) szuszceptibilitásgörbével jellemezhető. A fajhő hőmérsékletfüggésén is ugyanez a viselkedés tapasztalható (Kaganov, Lifsic 1976).

A szuszceptibilitás számottevő megnövekedése a berlini „Experimentalphysik” (Rüdt 2004) laboratóriumi mérései alapján kb. 10–15 °C széles hőmérsékleti tartomány-

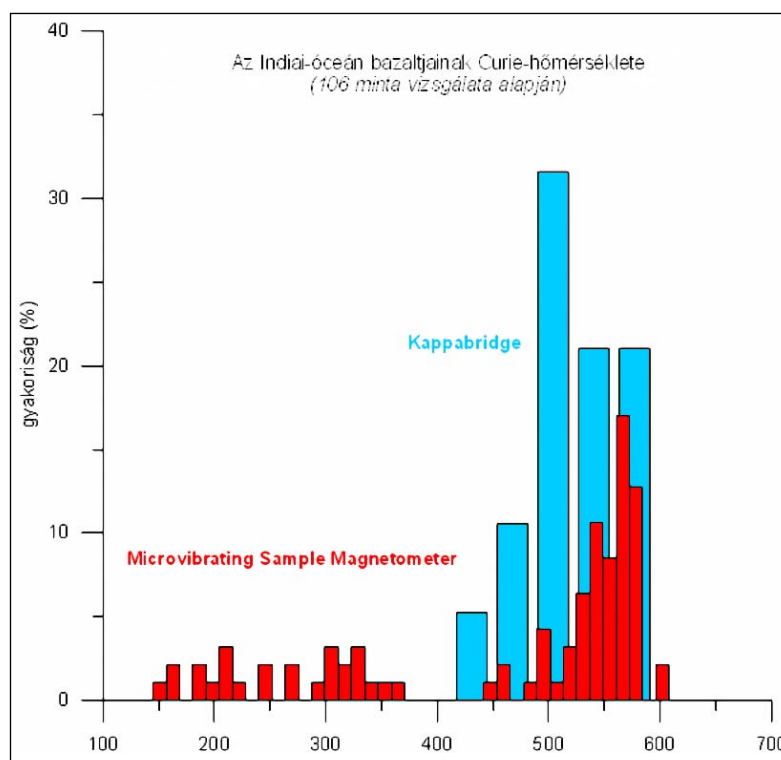


12. ábra A Ni és a Co mikrorétegek Hopkinson-csúcsa (Rüdt 2004)

Figure 12 Hopkinson peak of Ni and Co micro-layers (Rüdt 2004)

ban (12. ábra) jelentkezik, legalább is az elemeken végzett kísérletek ezt mutatják. Kondor (2004) szerint: „a kritikus rendszerek legmeglepőbb vonása az univerzalitás: nagyfokú függetlenséget mutatnak az anyagi minőségtől, miközben maga a kritikus hőmérséklet minden anyagra más és más”.

Hőmérsékleti oldalról – feltételezhetően univerzálisan, ld. Ni és Co esete (12. ábra) – egy 10–15 °C szélességű hőmérsékleti tartomány határozza meg a mágneses fázisátalakulás dimenzióját. Másik oldalról viszont az anyagok



13. ábra Curie-hőmérséklet meghatározása az Indiai-óceán bazaltmintáin (Zhao 2002 adatai alapján)

Figure 13 Curie temperature determination of Indian Ocean's basalt samples (based on data of Zhao 2002)

általában nem homogének, és a ferromágneses anyagok sem „tiszták”, azaz különböző elemek és ásványok elegyei. A különböző Curie-hőmérsékletek miatt az eredő hatás egy kisebb amplitúdójú, de szélesebb hőmérséklet-tartományt fog mutatni.

Az Indiai-óceán kréta bazalt magmintáin végzett Curie-hőmérséklet meghatározások eredményét Zhao et al. (2002) munkáiból ismerjük (13. ábra). Látszik, hogy minimum 150 °C-os hőmérséklet-tartományban (450–600 °C) határozható meg a bazalt Curie-hőmérséklete, különböző gyakorisági értékek mellett. Az Indiai-óceán kréta bazaltjai esetén is a titanomagnetit az egyik legfőbb ferromágneses anyag. Korábban már említettük, hogy a Curie-hőmérséklet és a szuszceptibilitás nagysága is függ a külső paramétereiktől, így nem zárható ki, hogy Föld mélyében a fizikai körülmények megváltozása miatt a Curie-hőmérséklet és a Hopkinson-csúcs, valamint a megjelenés mélysége helyről-helyre változik még ugyanazon ferromágneses anyag esetében is.

Ha a 10–15 °C hőmérséklet-tartományt vesszük alapul a magnetit esetében, akkor a geotermikus gradiens segítségével a mélységtartomány Magyarország területére, a választott hőfluxustól függően 9,5 km-ben kb. 260 m, 22,0 km-ben 800 m körüli (14. ábra). E mélységek fúrásokkal nem érhetők el.

Ha nem tiszta magnetitet, hanem titanomagnetitet is feltételezünk az anyagban, akkor mélységben és vastagságban is változik a kép. Az Indiai-óceán bazaltmintái esetében a 150 °C-os hőmérséklet-tartományban megjelenő Curie-hőmérséklet a Hopkinson-effektus megjelenését is egy nagyságrenddel nagyobb mélységtartományban valószínűsíti, ugyanakkor több mágneses szuszceptibilitásbeli változás fog jelentkezni, amelyek egyenként eltérő mértékűek ugyan, de összeadódnak.

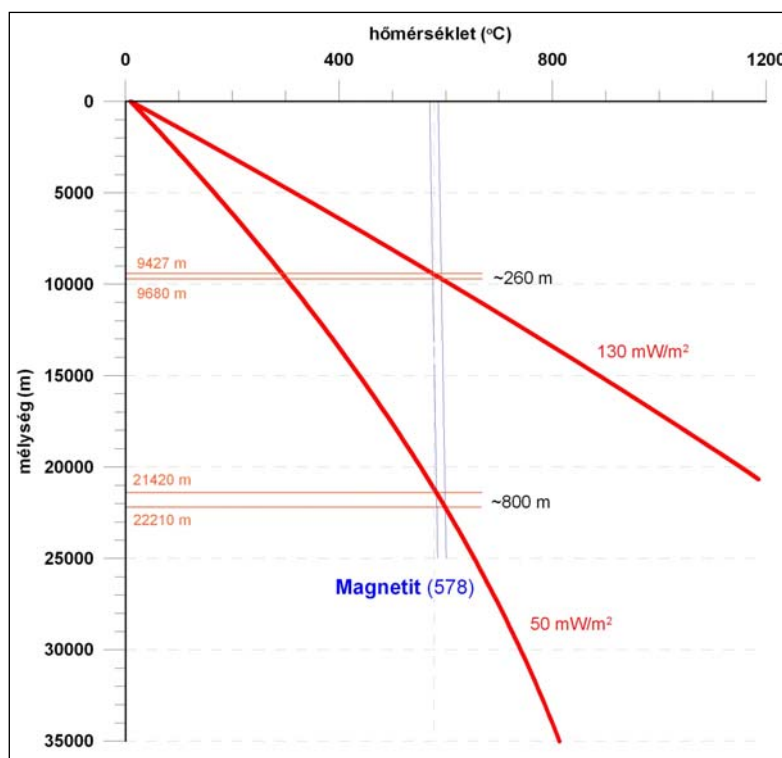
Összességében a Hopkinson-effektus a mélyben feltehetőleg szélesebb hőmérsékleti tartományban jelentkezhet, mint a felszínen, mivel a kedvező feltételek a felszíni nyomáson végzett kísérletnél jóval szélesebb hőmérsékleti tartományban létezhetnek.

Felszíni nyomásviszonyok mellett a rácsállandó lényegében a hőtágulással változik, ezért csak nagyon keskeny hőmérsékleti tartományban várható anomálishan erős mágnesezhetőség.

## Mágnesség és földtan

### Ferromágneses<sup>h)</sup> elemek, ásványok

Az elemek közül az átmeneti fémek, a Fe, a Co, és a Ni ferromágnesesek, és ebből első közelítésben az következik, hogy azok az ásványok ferromágnesesek, amelyek ezekből



14. ábra

A magnetit Hopkinson-effektusának mélysége különböző hőfluxus esetén (hőmérsékletfüggés Fowler (2005) alapján, nyomásfüggés Carmichael (1982) alapján)

Figure 14

Depth of Hopkinson effect of magnetite at different heat flux (temperature dependence based on Fowler (2005), pressure dependence based on Carmichael (1982))

az elemekből állnak, illetve tartalmazzák ezeket, például az ötvözetek. Mai ismereteink alapján a Föld felszínén normál körülmények között a különböző Fe összetételű ásványok alkotják a ferromágneses ásványok többségét (2. táblázat).

Mágneses tulajdonsággal rendelkezik a magnetit, a titanomagnetit, az ulvöspinell, a hematit, a különböző vas-hidroxidok (ghoetit, hidrogooetit és a lepidokrokit), a sziderit, a fémoxid (ferrit) csoport tagjai, mint például a maghemit, trevorit, jakobzit, franklinit, magnezioferrit, ilmenit és a szulfoferritek, mint például a pirit, pirrotin, troilit, vallerit és a kubanit (Janovszkij 1978, Oszipov 1978).

A táblázatot végignézve felmerül a kérdés: hol vannak a Co- és Ni-tartalmú mágneses ásványok, miért szinte kizárólagosan csak a vastartalmú ásványok erősen mágnesesek? Lehet, hogy a Föld mélye még mindig tartogat számunkra meglepetéseket?

A gyakorlatban a kőzetalkotó ásványok mindegyike önálló mágneses momentummal rendelkező ionokat tartalmaz, leggyakrabban  $\text{Fe}^{2+}$ -t,  $\text{Fe}^{3+}$ -t,  $\text{Mn}^{2+}$ -t. Ha ezek az ionok kicserélődési kölcsönhatás hiányában szabad ionokként viselkednek, akkor az azokat tartalmazó ásványok paramágnesesek, mint például a piroxének, amfibólok, olivin stb. Ha a kicserélődési kölcsönhatás a fő hatás, akkor ferri- vagy anti-ferromágneses az ásvány.

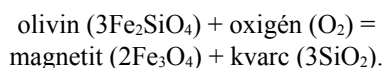
**2. táblázat** Főbb ferromágneses elemek és ásványok jellemzői: (Moskowitz 1991 alapján). FM – ferromágneses, wFM – gyengén ferromágneses, AFM – antiferromágneses, cAFM – antiferromágneses, nem párhuzamosan ellentétes irányú, FIM – ferrimágneses

Ásvány	Képlet	Típus	$T_C, T_N$	Ásvány	Képlet	Típus	$T_C, T_N$
Kobalt	Co	FM	1131	Wairauit	CoFe	FM	986
Vas	Fe	FM	770	Awaruit	Ni <sub>3</sub> Fe	FM	620
Ni	Ni	FM	358	Tetraenit	FeNi	FM	550
Magnetit	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	FIM	580	Maghemit	γFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FIM	600
Titanomagnetit	$x\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ (1-x)Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	FIM	-200 ÷ 580	Trevorit	NiFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FIM	585
Ulvöspinell	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	AFM	-153	Jakobzit	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FIM	300
Hematit	αFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	cAFM	675	Magneziferit	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FIM	440
Goethit	αFeOOH	AFM, wFM	120	Ilmenit	FeTiO <sub>3</sub>	AFM	-233
Lepidokrokit	γFeOOH	AFM wFM	-196	Hemoilmenit	$x\text{Fe}_2\text{O}_3$ (1-x)FeTiO <sub>3</sub>	AFM	-200 ÷ 675
Trolit	FeS	AFM	305	Pirrhotin	Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>	AFM FIM	320
Ferroxihit	δFeOOH	FIM	180	Greigit	Fe <sub>3</sub> S <sub>4</sub>	AFM	333
Wüstit	FeO	AFM	-83	Franklinit	(Zn,Mn,Fe) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FIM	-

### Vas-oxidok

A leggyakoribb mágneses ásványok közé a vas-oxidok tartoznak. A magnetit (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) a leggyakrabban előforduló ferromágneses ásvány, inverz spinell szerkezetű. A szerkezetben a Fe<sup>3+</sup> ionok tetraéderes formációt alkotnak, a Fe<sup>2+</sup> ionok pedig oktaédereset.

Magnetit az olivinból képződhet, amikor az olivin az oxidációs zónába kerül (pl. fluidumtartalom nélküli köpenyeredetű kőzetek exhumálódásakor):



Ez a jelenség részben magyarázhatja tektonikai vonalak mentén megjelenő mágneses anomáliákat.

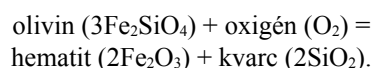
A magnetitre jellemző a kis oxidáció fok, jellemző a spinellszerkezet, Koch és Sztrókay szerint a magnetit diszperz eloszlásban az olivinnel társultan fordul elő. Az olivint alkotó komponensek közül a forsterit olvadási pontja 1890 °C, a fayalit olvadási pontja 1205 °C.

A metamorfózis hatására, ha az olivin földpáttal együtt van, akkor az olivin amfibóllá alakul, más esetben piroxénná vagy talkká (a víztartalomtól és a metamorfózis fokától függően). Egyszerű átalakuláskor magnetit és hematit kiválásával egyidejűen magnézium hidroszilikát (antigorit, krizotil) is képződik. A serpentinisedés folyamata a repedések mentén indul meg. A Fayalit lángban mágneses üveggé olvad. Ez lényeges, hiszen a mélyben rekedt dajk anyagában az olivin összetétele tolódhat a fayalit irányába.

A maghemit a magnetit oxidációjával jön létre. Ez is inverz spinell szerkezetű, akárcsak a magnetit, a vas ionhelyek 1/9-e azonban betöltetlen. Gyakoriak a titanomagnetitek, melyeknek oxidált megfelelői a titanomaghemitek.

A hematit (αFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) közelítőleg romboéderes, vagyis más rendszerben kristályosodik, mint a maghemit, és parazitikus ferromágnessége (Feynman et al. 1970) van. A parazitikus ferromágnesség eredete a rácshibákban van, ebből adódóan a szomszédos spinek nem párhuzamosak, hanem irányszögeltérés van közöttük.

A hematit is képződhet az olivinból oxidáció során:



### Vas-hidroxidok

A vas-hidroxid Fe(OH)<sub>3</sub> a paramágneses vastartalmú szilikátok hidrolízise során jön létre, vagy mikroorganizmusok hatására, így selfeken és tavi üledékekben gyakori. Átkristályosodásakor hidrogoethit, goethit és lepidokrokit keletkezik.

A goethit (αFeOOH) és a lepidokrokit (γFeOOH) antiferromágneses ásványok, csak a rácshibákból eredően rendelkeznek parazitikus ferromágnességgel.

A további oxidálódás és a hidratálódás a mágneses szuszceptibilitás csökkenéséhez vezet, mert a magnetithez képest a kötéstávolságok rácsparaméterei megváltoznak. A vas oxidos és hidroxidos formáinak kölcsönhatását a 15. ábra foglalja össze.

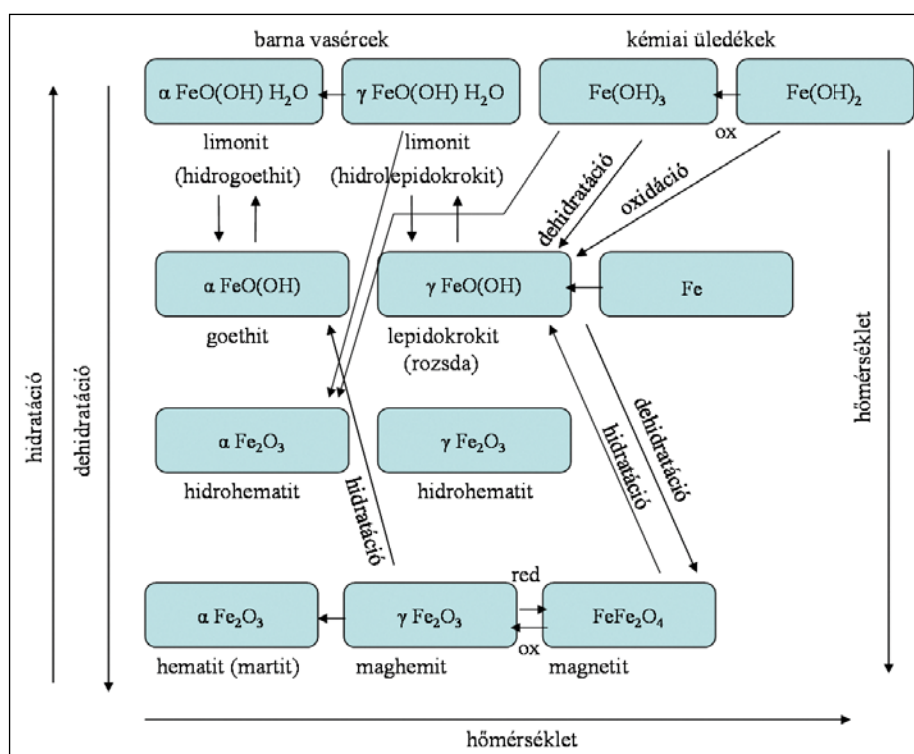
### Vas-karbonátok

A sziderit (FeCO<sub>3</sub>) paramágneses ásvány, karbonátos kőzetek metasomatózisa során keletkezhet. A sziderit termikus bomlásakor magnetit, maghemit, hematit keletkezik, oxidálódva limonittá, goethitté és hidrohematittá alakul.

### Vas-szulfidok

A természetben a következő vas-szulfidok ismertek: troilit (FeS), pirrhotin (Fe<sub>1-x</sub>S, x = 0–0,17), pirit (FeS<sub>2</sub>) és markazit





15. ábra A vas oxidos és hidroxidos formáinak kölcsönhatásai (Povarennij 1957 alapján) (ox = oxidáció, red = redukció)

Figure 15 Interactions of oxides and hydroxides of iron (after Povarennij 1957)

(FeS<sub>2</sub>). A vas-szulfidok példája bizonyítja, hogy nem egyedül a vastartalomtól függ az ásványok mágnesezhetősége, mert közülük csak a pirrotin lehet erősen mágneses, a pirit például paramágneses.

A pirrotin hexagonális vagy monoklinális rendszerben kristályosodik és az összetétele alapján a mágneses tulajdonsága háromféle lehet:

$0 < x < 0,1$	antiferromágneses,
$0,1 < x < 0,14$	ferrimágneses,
$x \sim 0,1$	átmeneti,

ahol  $x$  a szerkezet hibáinak a nagysága (lásd a képletet fentebb). Ilyen módon a szerkezet hibái határozzák meg a rács monoklinságát. A pirrotin kevés kén tartalom esetén anti-ferromágneses, azonban ha sok a kén, akkor ferrimágneses úgy, hogy a monoklin fázis növekedésével nő a ferrimágneses jelleg. Ez így kissé furcsának tűnik, de ha figyelembe vesszük, hogy a ferromágneses jelleg elsődlegesen a kicserélődési kölcsönhatástól függ, nyilvánvaló, hogy a rácsparaméterek optimális beállításáról van szó. Ez a jelenség viszont azt jelzi, hogy nem kizárólag az általunk ismert ferromágneses ásványok okozhatnak mágneses anomáliát és Hopkinson-effektust.

3. táblázat A mágneses kőzetek szuszceptibilitása különböző források alapján

Kőzet	$\kappa_{\max}$ (SI)	$\kappa_{\max}$ (SI)	$\kappa_{\max}$ (SI)	$\kappa_{\max}$ (SI)	$\kappa_{\max}$ (SI)
	Znamenszkij	Logacsov	Dobrinyin	Carmichael	Egerer
Kvarcporfir	–	0,009	0,009	–	–
Gránit	0,072	0,063	0,040	0,050	0,070
Andezit	0,214	0,038	0,040	–	0,070
Diabáz	0,234	0,150	0,150	0,029	0,080
Bazalt	0,327	0,250	0,250	0,180	0,100
Amfibólit	–	–	0,150	–	0,150
Szerpentin	–	0,628	0,600	0,075	–
Peridotit	0,267	–	0,500	0,157	0,100

## Kőzetek mágneses tulajdonságai

Az üledékes kőzetek kevés kivétellel nem mágnesesek. A kivétel közé tartozik a folyóvízi östrolatok feldúsulása, ahol a magas magnetit- (hematit-) tartalmú kőzetek törmeléke megőrizte a mágneses jelleget. A magmás kőzetek minél fiatalabbak és összetételük alapján minél bázisosabbak (azaz minél nagyobb a nehéz vas–magnéziumos ásványok – amfiból, piroxén, olivin, csillámok és magnetit –, és minél kisebb a könnyű ásványok – kvarc, földpát, nefelin – szerepe), annál erősebben mágnesesek (3. táblázat). A metamorf kőzetek mágnesezettsége a kiindulási kőzet típusától, illetve a metamorfózis mértékétől, jellegétől függ.

A magmás és metamorf kőzetek esetében jelentős lehet a kőzet kialakulása során szerzett mágnesezettség. A kihűlés során a Curie-hőmérsékleten, a pillanatnyi mágneses térerőnek köszönhetően egy saját (remanens) mágnesezettségre tesz szert az anyag, amelyet a hőmérséklet további csökkenése után is megőriz. A remanens mágnesezettség iránya a mindenkor felmágneseződés irányával egyező, ezt használják fel a paleomágneses vizsgálatok a kőzetek korának és a tektonikai mozgások irányának meghatározására.

A hazai kőzetek mágneses jellegének részletes ismertetését karotázis- és szuszceptibilitásmérések alapján Zilahi-Sebess és Drahos (1987) szemináriumi jegyzete ismerteti. Az üledékes környezetben megjelenő mágneses anyagokat Oszipov (1978) orosz szerző és Babinszki (2008) munkája alapján tanulmányozhatjuk.

## A mágnesezhető ásványok megjelenési formája a kőzetekben

A mágnesezhetőség a bazaltos összetételű kőzetekben is, minden mellékkörülményt félretéve, a magnetithez kapcsolódik, azonban ez a magnetit nagyrészt nem önmagában fordul elő, és főleg nem egydoménű önálló szemcsék formájában, hanem nagyobb kristályok zárványaként valószínűsíthető. Az önálló magnetitszemcsék szerepe feltehetően alárendelt. A közönséges hornblende – mint az amfibólok képviselője – elegykristály, négyféle ásványból áll. Ezek két vasat tartalmazó ásvány (ferroedenit és ferrohastingsit) és két vasat nem tartalmazó ásvány (edenit és hastingsit). A négyféle vegyület, ha van elég idő a kristályosodásra (márpedig mélyben rekedt tömegek esetén van), a kristályon belül szektorokra különül, akár csak a földpátok alacsony hőmérsékletű változatainál. A kristályosodás során, amennyiben a vas mennyisége nem felel meg a sztöchiometriai arányoknak, akkor a felesleges vas az egyes szektorok határán önálló, igen vékony vas-oxid-fázisokat képezhet. E mechanizmus alapján az egész kőzet magnetittartalmának jelentős része a mafikus ásványokban mint zárvány van jelen. Ezek a zárványok nagy valószínűséggel egydoménűek, de a kristálytani orientációjuk kötött, és hogy a mágnesező térnek megfelelő irányú legyen, csak olyan nagy hőmérsékleten lehetséges, ahol a zárvány önálló átkristályosodása is lehetséges.

Meg kell említeni azt is, hogy a mágnesezhető ásványok valamilyen kőzet belsejében, tehát nem önmagukban van-

nak, ami a hőelvezetés szempontjából lényeges körülmény. A homogenitást az biztosítja a jelenség számára, hogy a hasadékköltő bázikus telérek (dajkok) feltételezhetően nagyon rövid idő alatt jönnek létre valamilyen, hirtelen nyomáscsökkenés hatására mobilizálódott bázikus magmából, amelynek – ha nem tör ki a felszínre – van ideje lehűlni, tehát az elegykristályok belsejében létre tudnak jönni, a maradék vasból, az egydoménű szerkezeteket tartalmazó magnetithátrák vagy zárványok.

A Bolzano-tétel eredeti megfogalmazása – intervallumon értelmezett, negatív és pozitív értékeket is felvevő, folytonos függvénynek van zérushelye – kissé szabadon alkalmazható a Hopkinson-effektusra is. Amennyiben egy adott mélységintervallumnak megfeleltethető egy a Curie-pontot is tartalmazó hőmérséklet-intervallum, akkor biztosan létezik az a mélység, ahol a mágnesezhető anyagban a Hopkinson-effektus jelentkezik. Ez a mélységintervallum tartalmazza a megfelelő hőmérsékletű és nyomású helyet is, amely maximális mágnesezhetőséget biztosít.

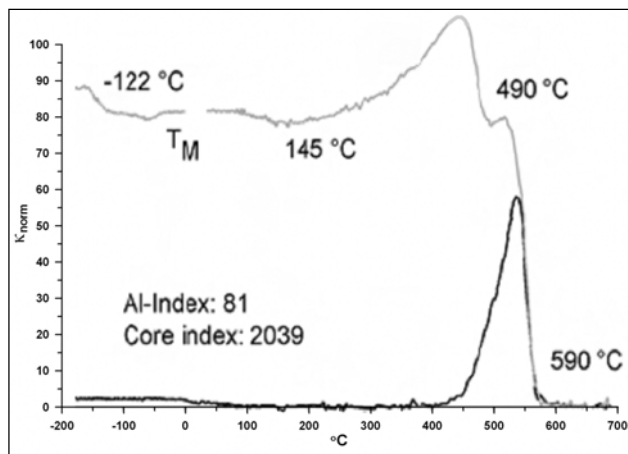
Ilyen, a Hopkinson effektus szempontjából kedvező helyzetet jelent egy hirtelen nyomáscsökkenés hatására mobilizálódott bázikus magmából keletkező, a litoszféra aljától induló dajk. A dajk felszín alatti részének van ideje lehűlni, tehát az elegykristályok a belsejében létre tudnak jönni a maradék vasból. Miután nem a felszínen van, így a jelenség, feltehetően szélesebb hőmérséklet-tartományban létezhet. A makroszkóposan homogén anyageloszlást a telér belsejében a keletkezés körülményei biztosítják. Mikroszkópos méretekben azonban jelentős tényező, hogy nem egyféle mágnesezhető fázis van, hanem például a titántartalom szerint több, többféle Curie-ponttal, ami az egész kőzet szempontjából a Curie-pontot egy viszonylag hosszán elnyúló tartománnyá változtatja, jelentősen megnövelve ezzel a Hopkinson-effektus előfordulási valószínűségét.

## Mágnesség és kőzetfizika

### A mágneses tulajdonságok mérése

Nem lenne értelme írni ezekről a mérésekről, ha nem találkoznánk időnként olyan publikációkkal, amelyek a mágneses tulajdonságok jelentős megnövekedéséről számolnak be. Az első ilyen mérést Hopkinson végezte 1885-ben, aki az angol Királyi Filozófiai Közleményekben (1889) és a Cambridge-i Egyetemi Kiadónál (1901) tette közzé a mérés eredményeit. Hopkinson 50-szeres mágneses permeabilitás növekedést mért a vason a Curie-hőmérséklet közvetlen környezetében (8. ábra).

1974-ben Dunlop egy hematitmintánál tapasztalt 20-szoros szuszceptibilitásnövekedést a Curie-hőmérséklet környezetében. Publikációjában arról is beszámol, hogy nagy mélységű mágneses hatók esetében a felszínen mértnél jóval nagyobb szuszceptibilitásértékeket kellett alkalmazni az értelmezések során, s hogy ennek az oka valószínűleg a hőmérséklet hatására bekövetkező szuszceptibilitásnövekedés volt. Benne merült fel először a Hopkinson-effektus földké-



**16. ábra** A 2039-es számú kataklazit magmintának a  $\kappa(T)$  görbéje, normalizált szuszeptibilitás a felfűtés és lehűtés során (Just 2004)

**Figure 16**  $\kappa(T)$  curves showing normalized magnetic susceptibility of cataclasite sample No. 2039. Black curve represents the heating, grey curve the cooling run (Just 2004)

regbéli megjelenésének a lehetősége (sajnos nem mi voltunk az elsők, bár tőle függetlenül jutottunk el ugyanarra a felismerésre).

Just (2004) doktori értekezésében publikált a kataklazitok mérése során jelentős szuszeptibilitásnövekedést a Curie-hőmérséklet környékén. Az EPS-1 fűrés (Felső-Rajnavidék) magmintái esetében, a gránitok másodlagos közettani változásainál – a hematitból, szideritből vagy ilmenitből felfűtés, illetve visszahűtés hatására keletkezett ferromágneses anyagnál – jelentkezett nagy szuszeptibilitásugrás.

A 16. ábra a 2039-es számú kataklazit magminta normalizált szuszeptibilitás<sup>1)</sup> ( $\kappa_{\text{norm}}$ ) görbét mutatja fekete vonallal a felfűtés, szürke vonallal a lehűtés során. A felfűtés-kor a  $\kappa_{\text{norm}}$  értéke 60 körüli értéket ér el (vagyis a Hopkinson-effektus mértéke 60-szoros). A lehűtésekor a minta anyaga is megváltozik (máshol jelentkezik a Hopkinson-csúcs), és egy másik maximum alakul ki, sokkal nagyobb, 100-szorost meghaladó szuszeptibilitásnövekedést mutatva a kiindulási

si anyaghoz képest. Az ábráról az is látszik, hogy a felfűtés előtt az anyag mágnesezettsége kicsi volt, amely a Curie-hőmérsékleten jelentősen megnövekedett, majd a visszahűtés során az anyag átalakulása miatt tovább növekedett, és a mágnesezettség értéke a kiindulási értékhez képest és 80–90-szeres értéken stabilizálódik a szobahőmérséklet elérésekor (maradandó vagy remanens mágnesezettség).

Persze mindkét esetben felmerül a kérdés, hogy mekkora volt a kezdeti, szobahőmérsékleti mágneses szuszeptibilitásérték, mert a normalizált szuszeptibilitásértékből ezt nem lehet megtudni, és ez az érték az esetek (publikációk) többségében hiányzik.

Általában 1,5–3,0-szoros növekedés az általánosan elfogadott (Collinson 1983), és valószínűleg a ferromágneses anyagok jelentős részénél nem is nagyobb a Hopkinson-effektus, de a szórvaosan előforduló, egy nagyságrenddel nagyobb mérési eredmények azt sugallják, hogy még normál felszíni laboratóriumi körülmények között is bizonyos esetekben jelentős szuszeptibilitásnövekedés tapasztalható. A Föld mélyének ideális laboratóriumában, megfelelő körülmények között, miért ne jelentkezhetne tömegesen is olyan „kataklazit” anyag, aminek a kezdeti szuszeptibilitása is jelentős?

### Labormérések

A Curie-hőmérsékleti Hopkinson-effektus kimérésére egy szerpentin- és egy mélységi magnetitkristály hőmérséklet-függő szuszeptibilitásmérését végeztük el.

A „Ha2416”-os minta egy bersteini szerpentin, az „OktaMag” minta egy közép-afrikai, mélységi magnetit oktaéder („natural octahedral magnetite”) 15×20 mm méretű kristályának apró darabjai voltak.

A méréshez az ELGI paleomágneses laboratóriumában található KLY-2 és Cs-1, valamint a Brnóban az AGICO cég MFK1 műszerét használtuk.

### A KLY-2 és Cs-1 műszer (ELGI laboratórium)

A „KLY” kappabridge műszercsaládot a kőzetek mágneses szuszeptibilitásának és anizotrópiájának mérésére tervezték (4. táblázat, 17. ábra).

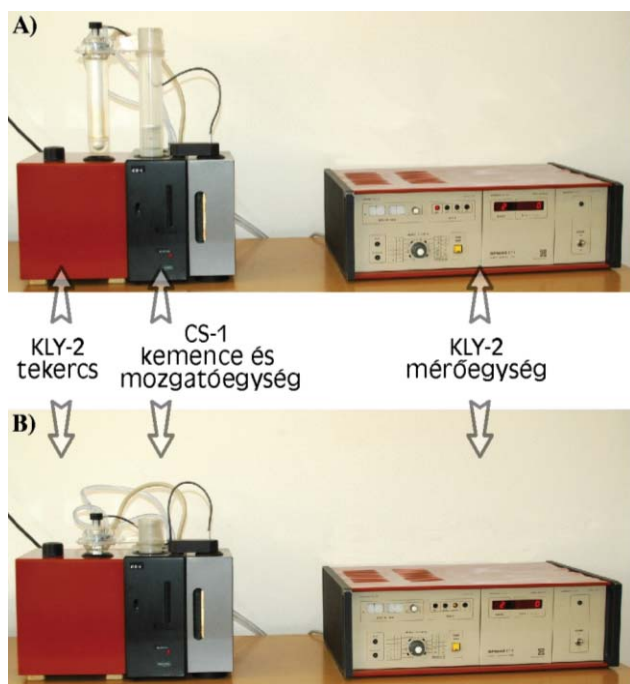
A mérőtekercsbe helyezett minta hatására bekövetkező induktivitásváltozáson alapul a mérés. Lényegében egy precíziós, félautomata, önkiegyenlítő induktivitáshíd, mely önállóan nulláz, és kiegyenlíti a hőmérséklet-változás hatását. A „KLY”, a mérési eredményeket digitális kijelzőjén jeleníti meg és RS-232 porton küldi ki a számítógépre.

**4. táblázat** | A KLY-2 kappabridge mérőeszköz főbb jellemzői

Felvevő egység belső átmérője	43 mm
Mágneses tér intenzitása	300 A/m
A tér homogenitása	0,2 %
Frekvencia	920 Hz
Mérési tartományok	100, 200, 400, 1000 ... 200000×10 <sup>-6</sup> SI (11 tartomány)
Érzékenység	4×10 <sup>-8</sup> SI
Pontosság a tartományon belül	±0,1% ± 1
Tartományok közötti pontosság	±0,3%
Az abszolút kalibráció pontossága	±3%

**5. táblázat** | A Cs-1 Curie-pont-mérőeszköz főbb jellemzői

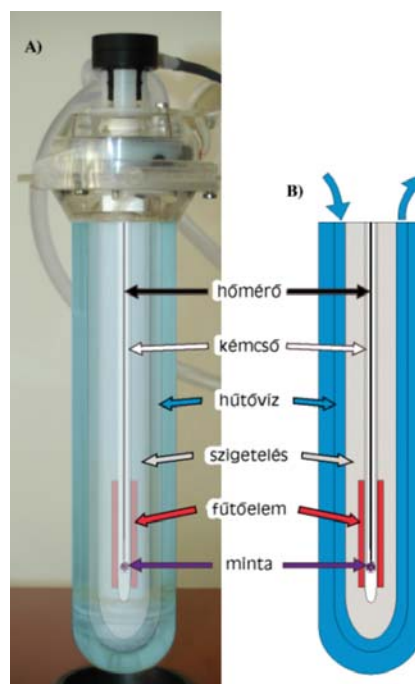
Kemence belső átmérője	6,5 mm
Minta maximális térfogata	0,5 cm <sup>3</sup>
Maximális hőmérséklet	700 °C
Hőmérsékletmérés pontossága	±2 °C



**17. ábra** A KLY-2 kappabridge és a CS-1 Curie-pont mérőkemence és a mozgóegysége. A) a híd kiegyenlítése során, és B) mérés közben

**Figure 17** KLY-2 kappabridge and the CS-1 device. A) at calibration and B) in measuring

A „CS” Curie-pont mérőegység (5. táblázat, 18. ábra), a „KLY” kappabridge-zsel együtt a mágneses szuszceptibilitás hőmérsékletfüggésének mérésére tervezték. A műszer két fő egységből áll. Egyik a kemence és azt a kappabridge tekercsbe mozgó egység, másik a mérő- és vezérlőegység. Ez utóbbi felelős a kemence mozgatásának és fűtésének vezérléséért, a minta hőmérsékletének méréséért. Ez kommunikál a számítógéppel és a kappabridge-zsel egy-egy RS-232 porton keresztül. Fogadja a számítógép utasítását a fűtés mértékére és a mérésre, indítja a



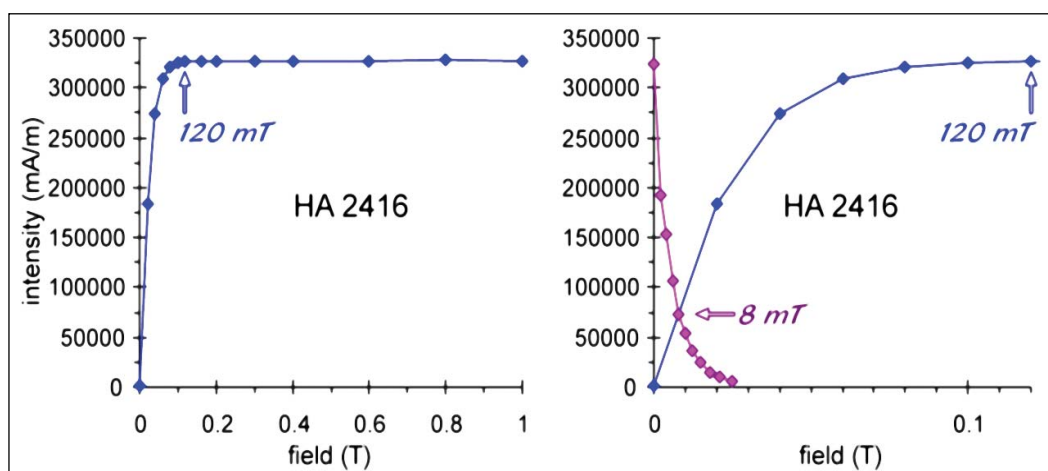
**18. ábra** A CS-1 eszköz mérőkemencéjének A) fényképre vetített metszete, B) az egyszerűsített metszet

**Figure 18** The oven of CS-1 device A) photo profile B) schematic profile

kappabridge mérését, és fogadja a mért szuszceptibilitást, majd azt a hozzá tartozó hőmérséklettel együtt továbbküldi a számítógépnek.

Curie-pont méréshez tehát számítógép közreműködése szükséges. A gyári mérőprogram a paleomágneses laboratóriumok általános igényeihez igazodik:

- 1) szabadon választható maximális hőmérséklet maximum 700 °C-ig,
- 2) szabadon választható maximális hőmérsékleten tartási idő,



**19. ábra** A teljes szerpentin minták IRM mérése és az IRM váltóterű lemágnesezése többdoménű magnetitire utalnak

**Figure 19** Demagnetisation of serpentines by AC IRM method shows multi-domain magnetite



- 3) kontrollált fűtés és hűtés 3 fokozatban (kb. 3, 5, 7 °C/perc), mely mérés közben korlátozottan módosítható,
- 4) szabadon választható minimális hőmérséklet (ennél kisebb hőmérsékleten a műszer nem mér, csak lehűti a mintát).

Ez a mérőprogram az ELGI Paleomágneses Laboratóriumának igényeinek megfelelően többször lett módosítva. Jelenlegi állapotában a 3. pont bővült ki egy új lehetőséggel:

- kontrollált fűtés és hűtés 9 fokozatban (kb. 1–15 °C/perc), mely mérés közben szabadon módosítható,
- hűtés közben a fűtés kikapcsolható, így a minta gyorsan hűl, és közben mérhető.

### Mérési eredmények

A szuszceptibilitás hőmérsékletfüggésének vizsgálata előtt elvégeztük a mágneses ásvány doménjellegének (egy- vagy többdoménű) meghatározását. Ez a minták szobahőmérsékleten történő lépésenkénti felmágnesezéséből (izotermikus remanens mágnesezettség) és a telítési mágnesezettség lépésenkénti váltóáramú lemágnesezéséből állnak (Cisowski-teszt).

A ferromágneses anyag domén jellegének megvizsgálása, a szerpentinminta IRM mérése, és az IRM váltóterű lemágnesezése többdoménű magnetitre utalnak (19. ábra). A méréshez a JR5A „spinner” magnetométert (AGICO), a felmágnesezéshez az MSA4 „pulsomagnetizer”-t (MOLSPIN), a lemágnesezéshez pedig, az LDA3A AF „demagnetizer”-t (AGICO) alkalmaztuk.

A két minta mágneses szuszceptibilitásának hőmérsékletfüggés-görbéjét, amelyet 300 A/m külső mágneses térerő

mellett mértünk, a 20.A ábra mutatja, pontokkal a felfűtés menete, vonallal a hűtés során mért szuszceptibilitás értékek látszanak.

500 °C-nál nagyobb hőmérsékleten a mérés a vezérlőprogram által jelenleg megengedett legkisebb fűtésnöveléssel történt (ekkor fűtésnél kb. egy mérést tudunk végezni fokonként, ami már nemigen süríthető). Hűtésnél kb. 400 °C-on a fűtést kikapcsoltuk (gyors, kontrollálatlan hűtés). A „HA2416” minta tömege 0,07 g, az „OktaMag” magnetitminta tömege 0,01 g volt (Sartorius TE600 laboratóriumi mérleggel). Csak elenyésző mértékű szuszceptibilitásnövekedés (Hopkinson-csúcs) volt tapasztalható (20.A ábra).

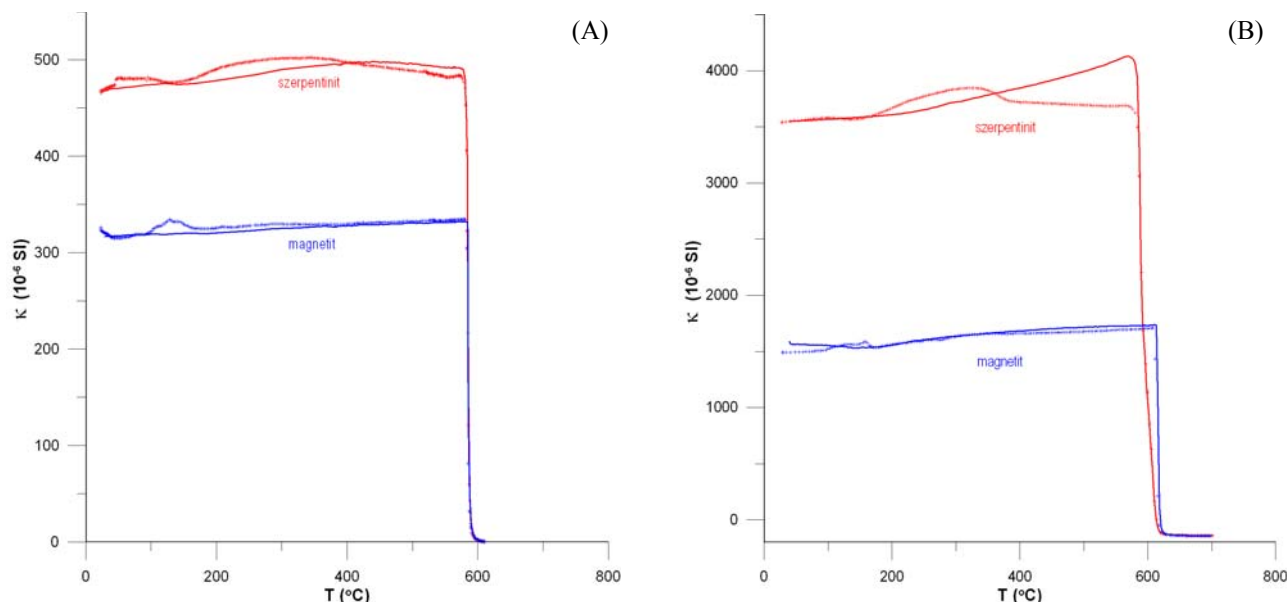
### Az MFK1 műszer (AGICO laboratórium)

Mivel a korábbi kísérletek azt mutatták, hogy a Hopkinson-effektus függ a külső mágneses térerő nagyságától (8., 9. ábra), így ugyanezeket a méréseket elvégeztük Brnóban is, az AGICO laboratóriumában, az MFK1 berendezéssel (6. táblázat), a normál földi mágneses térnek megfelelő kisebb külső térerő mellett és sűrű mintavételezéssel.

A mérésnél 40 A/m külső térerőt alkalmaztunk, 976 Hz-es alaphérvencia mellett. A mintavétel 3–4 fokonként történt, miközben a fűtési sebesség 4–7 sec/°C nagyságú volt.

Az „OktaMag” ígéretebbnek látszott, ezért a minta 610 fokra melegítése után a hőmérsékletet lassan 0,1 fokkal emeltük. 610–615 fok között egy foknyi emelkedés alatt 2–4 mérés történt, de nagy Hopkinson-csúcs akkor sem jelentkezett.

A budapesti mérési görbéken szinte nem is jelentkezik a Hopkinson-effektus, pedig erős mágneses anyagokat vizsgál-



**20. ábra** | A mélységi szerpentin és a magnetit szuszceptibilitásának hőmérsékletfüggése az ELGI (A) és az AGICO (B) paleomágneses laboratóriumban végzett mérések alapján (felfűtés pontokkal, kihűlési vonallal jelölve)

**Figure 20** | Temperature dependence of magnetic susceptibility of samples (serpentine and magnetite crystal) based on measurements of ELGI (A) and AGICO (B) paleomagnetic laboratories (heating by dots, cooling by line)

6. táblázat | A MFK1 kappabridge mérőeszköz főbb jellemzői

Felvevőegység belső átmérője	25,4 mm
Mágneses tér intenzitása	40 A/m
A tér homogenitása	0,5%
Frekvencia	976–15616 Hz
Mérési tartományok	2–700 A/m
Érzékenység	$2 \times 10^{-8}$ SI
Pontosság tartományon belül	$\pm 0,1\%$

tunk. A Curie-hőmérséklet értéke a serpentinint „HA2416” minta esetében 580 °C, a magnetit „oktaéder” esetében 583 °C körüli. A Curie-pontnál magasabb hőmérséklet kissé oxidált fázisokra utal. Ez azt mutatja, hogy a serpentinint esetében a minta mágneseződését alapvetően a magnetit ásvány okozza, addig a közép-afrikai 15 × 20 mm-es természetes oktaéder magnetitkristály a magnetit Curie-hőmérsékleténél valamivel nagyobb értéket mutat (magasabb Curie-pontja pl. a maghemitnek van). A budapesti mérés felfűtési és hűtési  $\kappa(T)$  görbáját a 20. ábra bal oldala mutatja.

A 20. ábra jobb oldalán a Brnóban elvégzett mérések görbéje van. A brnói kontrollmérésnek három érdekes eredménye van:

- A mért szuszceptibilitásértékek durván egy nagyságrenddel nagyobbak, mint a budapesti mérés során. Ez származhat az eltérő nagyságú mintából és ezzel kapcsolatban a mérőrendszer kalibrációjából (mekkora térfogat-, felszín-, tömegegységre volt kalibrálva a műszer). Meg kell ugyanakkor jegyezni, hogy a mérőműszerrel a teljes magnetitkristály szuszceptibilitását nem tudtuk meghatározni, mert nagyobb volt az érték a műszer maximális mérhető értékénél (ami szintén nem felel meg az ábrán látható értékeknek).
- Eltérés van a szuszceptibilitásgörbe menetében a brnói mérések esetében, ha nem is jelentős, de egyértelmű szuszceptibilitásmaximum van közvetlen a Curie-hőmérséklet alatt mindkét kihűlés során kapott görbén. A brnói mérésekben egyértelműen jelentkeznek Hopkinson-csúcsok, ráadásul a serpentinites anyagban sokkal erősebben, mint a mélységi magnetit oktaéder kristály esetében. Ez viszont azt is jelzi, hogy a szuszceptibilitás mérés során a mérési körülmények nagymértékben befolyásolják a kapott eredményeket, másrészt pedig nem biztos, hogy a legerősebben mágnesező magnetit fogja okozni a legjelentősebb Hopkinson-csúcsot a földkéregben!
- Még egy jelentős eltérés van a budapesti eredményekhez képest: a serpentinintminta Curie-hőmérséklete a görbe alapján 610 °C körüli, ami a maghemit–hematit átmenet körüli Curie-hőmérsékletnek felel meg. A brnói kísérlet során a serpentinint a hőmérséklet és a külső mágnesező tér hatására megváltozott (kristályrács átrendeződés, oxidáció?), vagy esetleg a minta összetétele volt eltérő.

## Eredmények, következtetések

Korábban a szakirodalom alapján úgy ítéltük meg, hogy a köztetfizikai laboratóriumokban kialakult mérési gyakorlat (a mintavételezési sűrűség, a felfűtési idő, az alkalmazott mágnesező tér erő) egyelőre nem alkalmas az ásványok Hopkinson-effektusának precíz kimérésére, ezáltal cáfolására sem (Kiss et al. 2010).

A mágnesező laboratóriumi méréseink fő célja a külső mágnesező tér szerepének, a mintavételezés sűrűségének és a felfűtés sebességének vizsgálata és ellenőrző mérése volt két független mérési sorozattal. Azt reméltük, hogy kis külső tér erő mellett, nagyon sűrű mintavételezéssel és lassú felfűtésnél jelentkezni fog a Hopkinson-effektus. A mérésekhez egy mélységi magnetitkristály- és egy serpentinintmintát alkalmaztunk az erős mágnesező tulajdonságaik miatt.

A mintaásványok sűrűségét felhasználva meghatároztuk, hogy a magnetit térfogata kevesebb mint 1 mm<sup>3</sup>, a serpentininté 30 mm<sup>3</sup> körüli volt. A kemence mérete 500 mm<sup>3</sup> körüli, így hőtágulásra bőven volt lehetőség a budapesti mérések esetében.

A mérési eredmények alapján úgy gondoljuk, hogy a kis térfogatú anyag a rácsszerkezetében változott meg a hőenergia hatására – a hőtágulás során a rácscsatlakozások módosultak. A rácscsatlakozások megváltozása miatt a kicserélődési kölcsönhatás is megváltozott. Hiányzott a nagy tömegű mágnesező anyag, a Curie-mélységnek megfelelő kb. 500 MPa körüli állandó nyomás és a rácscsatlakozások stabilitása.

A mágnesezőség most is elveszett a Curie-hőmérséklet (580–610 °C) felett, ugyanakkor a fázisátalakulás másképpen zajlott le, nem jelentkezett a kritikus állapot, és sajnos azt sem tudjuk pontosan megmondani, hogy a mérésekből kapott Curie-hőmérséklet a kiindulási anyagnak vagy már egy a mérés során módosult anyagnak a Curie-hőmérséklete.

A minta nagyságának is hatása lehet a mérhető mágnesezőségre, mint már említettük. A brnói KT-5 kézi mágnesező szuszceptibilitásmérővel végzett méréseink azt mutatják, hogy a mérőműszert adott térfogatra kalibrálták. Ha ebben a térfogatban nem mágnesezhető anyagok is jelen vannak, akkor a mérésnek az átlagába azok hatása is belekerül. A jelenség nemlineárisan arányos a mintamérettel (térfogattal), ezért jelentős hibát okozhat. Ezt erősíti az a tapasztalat is, hogy a KT-5 műszerrel magmintákon felvett adatsor dinamikája kisebb, mint a mélyfúrásban, az ugyancsak brnói gyártmányú GM-250 szondával mért karotázs szelvényé.

A laborméréseknél általában a környezetéből kiszakított, mágnesezhető, homogénnek tekinthető anyagot mérünk, míg az *in situ* körülmények között a közet nagyobb térfogatának mágnesezőségéről van szó. A legerősebben mágnesezhető ásványok nem is biztos, hogy a fő hatót tartalmazzák.

## Összegzés

- A rácscsatlakozások és a mágnesezőség szoros kapcsolatának következménye a kémiai összetétel és a mágnesező

szuszeptibilitás közti összefüggés. Az ásványok sztöchiometriai képlete csak egy állandó szerkezet mellett fennálló átlagos összetételt ír le, de vannak a kristályráccsal kompatibilis, abba beépülni tudó helyettesítések is. Ezek a helyettesítések kismértékben megváltoztatják az eredeti rácsállandókat és ezzel a mágnesezhető ásványokban a kicserélődési kölcsönhatást is. A ferromágneses jelleg elsődlegesen a kicserélődési kölcsönhatástól függ.

- A Curie-hőmérséklet értéke a különböző anyagok elektronhő- és térrácsszerkezete által determinált érték, amely hőmérséklettől, nyomástól és külső mágneses térerőtől függ, és nem tekinthető egy univerzális állandónak.
- Egy laboratóriumi hevítéses kísérlet az elektronhőjak átfedése szempontjából nem lehet analóg a nagy mélységben, nagy tömegű mágneses anyagban, több száz vagy ezer atmoszféra nyomáson létrejövő folyamattal.
- Összességében a Hopkinson-effektus a mélyben feltehetőleg szélesebb tartományban jelentkezhet, mint ahogyan a felszínen azt meg tudjuk határozni, mivel a szükséges feltételek jóval szélesebb mélységi, illetve hőmérsékleti tartományban létezhetnek.

A Hopkinson-effektus megjelenésének rejtélye egy adott energiaszinten lévő közegben az anyag kvantumfizikai tulajdonságaitól függ. Ennek módszeres vizsgálata sok kérdésre választ adhatna, de ma még egy ilyen vizsgálat távol áll a hagyományos geofizikai módszertani kutatásoktól, úgy is mondhatnánk, hogy nem vagyunk rá felkészülve (pedig máshonnan segítséget nem nagyon várhatunk).

## Köszönetnyilvánítás

Mészáros Sándor és Hakl József (ATOMKI, Debrecen) a mágneses jelenség fizikájának megértéséhez nyújtottak önzetlen segítséget. Jana Just (Paleomágneses Labor, Heidelbergi Egyetem) rendelkezésünkre bocsátotta doktori dolgozatát, amelyben részletesen taglalja a közetmágnességet, és közzéteszi mintavételi, mérési eredményeit. Mártonné Szalay Emő (ELGI paleomágneses laboratóriuma) szakmai és mérési támogatást adott az ötlet (a Hopkinson-effektus földkéregbeli megjelenése) laboratóriumi vizsgálatához. A méréseket Imre Gábor végezte. A labormérési alfejezet tulajdonképpen az ő tevékenységüknek az eredménye. A tanulmány az OTKA 68475. számú projektben folyt kutatásaink keretében napvilágra került ellentmondások tisztázása érdekében készült.

## Jegyzetek

- <sup>a)</sup> Korpuszkulum – részecske mint elemi részecske.
- <sup>b)</sup> Spin – a mikrorészecskék kvantumsajátossága, egy „szubmikroszkopikus pörgettyű”.
- <sup>c)</sup> Egy atomon belül nem lehet két olyan elektron, amelynek mind a négy kvantumszáma megegyezik, azaz két elektron nem lehet azonos kvantumállapotban.
- <sup>d)</sup> A töltések között kialakuló erőhatások számszerűsítése Coulomb nevéhez fűződik. Pontszerű töltések között a Coulomb-törvényben meghatározott erőhatás lép fel. A töltések közötti nagyon erős kölcsönhatás megakadályozza a kiegyensúlyozatlan töltések megjelenését.

- <sup>e)</sup> Sztöchiometria – a kémiának az a része, amely a kémiai reakciók során tapasztalható tömeg- és térfogatviszonyok törvényszerűségeivel foglalkozik.
- <sup>f)</sup> Koercitív erő: erő, hipotetikus molekuláris erő, melynél fogva az egyszer már mágnessé vált anyag mágnességét maradandóan megtartja.
- <sup>g)</sup> A vas Curie-hőmérséklete (768 °C) alatti  $\alpha$ -módosulása szabályos tércentrált kristályszerkezetet mutat és az anyag ferromágneses, Curie-hőmérséklete felett a  $\beta$ -módosulás már nem ferromágneses (bár a kristályszerkezet még nem változott), majd 906 °C felett a  $\gamma$ -módosulás már nem tércentrált, hanem szabályos lapcentrált kristályszerkezet (Koch, Sztrókay 1967).
- <sup>h)</sup> 1970-ben Luis Néel a mágneses anyagok vizsgálata során a ferromágnesség mellett felfedezi az antiferromágnesség és a ferrimágnesség jelenségét, amiért Nobel-díjat kap. Történelmi okok miatt a dia-, para- és ferromágneses csoportosítás esetén az antiferro- és ferrimágneses anyagokat is ferromágnesként szokták emlegetni, ami esetenként zavaró.
- <sup>i)</sup> A felfűtött minta szuszeptibilitása leosztva a normál hőmérsékleten mért szuszeptibilitás értékével.

## Hivatkozások

- Babinszki E., 2008: Mágneses ásványok azonosítása mágneses módszerekkel a Pannon-tó finomszemcsés üledékeiben. A greigit széles körű elterjedésének ökoszisztémái és magnetosztratiográfiai jelentősége, Doktori (PhD) értekezés, ELTE, Budapest
- Carmichael R. S., 1982: CRC Handbook of physical properties of rocks, CRC Press, Vol. 2, Boca Raton, Fla.
- Collinson D. W., 1983: Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism, Techniques and instrumentation. Chapman and Hall. London, New York, 503 pp.
- Dobrinyn B. M., Vendelstein B. J., Kozsevyikov D. A., 1991: Petrofizika. Nyedra Kiadó, Moszkva
- Dunlop D. J., 1974: Thermal enhancement of magnetic susceptibility. J. Geophys. 40, 439–451
- Egerer F., Kertész P., 1993: Bevezetés a közetfizikába. Akadémiai Kiadó, Budapest
- Feynman R. P., Leighton R. B., Sands M., 1970: Mai fizika 7. Kristályszerkezetek. Dia-, para-, és ferromágnesség. Folyadékok áramlása. Műszaki Könyvkiadó, Budapest
- Fowler C. M. R., 2005: The Solid Earth. 2nd ed., Cambridge University Press
- Frenkel J. I., 1928: Elementary theory of magnetic and electrical properties of metals at absolute zero temperature. Zeitschrift für Physik, 49, 31
- Harrison R. J., Feinberg J. M., 2009: Mineral magnetism: Providing new insights into geoscience processes. Elements, 5, 209–215 (DOI: 10.2113/gselements.5.4.209)
- Heisenberg W., 1928: Zeitschrift für Physik, 40, 619
- Hopkinson J., 1889: Magnetic and Other Physical Properties of Iron at a High Temperature. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A180, 443–465
- Hopkinson J., 1901: Presidential address to the institution of Electrical Engineers (Magnetism). 9th January 1890. In: Original paper by the late John Hopkinson, Cambridge at the University Press
- Ishizuka M., Kato H., Kunisue T., Endo S., Kanomata T., Nishihara H., 2001: Pressure-induced magnetic phase transition in CrTe at approximately 7 GPa. Journal of Alloys and Compounds 320, 24–28
- Janovszkij B. M., 1978: Földmágnesség. Leningrádi Tudományegyetem Kiadója, Leningrád

- Javorszkij B. M., Detlaf A. A., 1974: Fizikai Zsebkönyv, Műszaki Könyvkiadó, Budapest
- Just J., 2004: Modification of magnetic properties in granite during hydrothermal alteration (EPS-1 borehole, Upper Rhine Graben). PhD disszertáció. Ruprecht-Karls Egyetem, Heidelberg
- Kaganov M. I., Cukernyik V. M., 1982: A mágnesség természete. Nauka Kiadó, Moszkva
- Kaganov M. I., Lifsic I. M., 1976: Kvázirészecskek. Nauka Kiadó, Moszkva (1984, Gondolat Kiadó, Budapest)
- Kiss J., Szarka L., Prácser E., 2005a: Second order magnetic phase transition in the Earth. *Geophysical Research Letters* 32, L24310, doi: 10.1029/2005GL024199
- Kiss J., Szarka L., Prácser E., 2005b: A Curie-hőmérsékleti fázisátalakulás geofizikai következményei. *Magyar Geofizika* 46/3
- Kiss J., 2009: Gravitációs és mágneses feldolgozások és modellezések a földtani környezet megismerése céljából. Doktori (PhD) értekezés, NYME, Sopron
- Kiss J., Prácser E., Szarka L., Ádám A., 2010: Mágneses fázisátalakulás és a magnetotellurika. *Magyar Geofizika* 51/2, 1–15
- Kittel C., 1981: Bevezetés a szilárdtest-fizikába. Műszaki Könyvkiadó, Budapest
- Koch S., Sztrókay K. I., 1967: Ásványtan. Tankönyvkiadó, Budapest
- Kondor I., 2004: Fizikusok a bankszektorban – Beszélgetés Kondor Imre fizikussal. *Mindentudás Egyeteme*
- Kosztyurina A. G., 2006: Mágneses szuszceptibilitás a Curie-hőmérséklet közelében. Laboratóriumi gyakorlat „Elektromosság és mágnesség” témakörben. Novoszibirszk Állami Egyetem, Fizikai Tanszék
- Logacsov A. A., Zaharov V. H., 1979: Mágneses kutatómódszer. Nyedra Kiadó, Moszkva
- Merill R. T., McElhinny M. W., 1983: *The Earth's Magnetic Field*. Academic Press, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers
- Mészáros I., 2004: Mágneses tulajdonságok, mágneses anyagok. BME, Anyagtudomány és Technológia Tanszék, előadásvázlat
- Mészáros S., Hakl J., 2007: szóbeli közlés
- Moskowitz B. M., 1991: Hitchhiker's guide to magnetism, [http://www.irm.umn.edu/hg2m/hg2m\\_a/hg2m\\_a.html](http://www.irm.umn.edu/hg2m/hg2m_a/hg2m_a.html)
- Nyikolajevszij V. N., 2001: Kéregtörések és tektonikus hullámok. *Vesztnyik OGGGN Orosz tudományos Akadémia*, No. 1.
- Oszipov J. B., 1978: Agyagos kőzetek mágneses tulajdonságai. Nyedra, Moszkva
- Povarennij A. Sz., 1957: Az ásványok mágneses tulajdonságai. *Lvovi Földtani Egyesület Ásványtani Kiadványa*, No. 11, 52–68
- Rüdt C., Baberschke K., 2004: Sfb290 TP A2 UP II: ac-susceptibility in UHV, <http://www.physik.fu-berlin.de/~agbaberschke/sfb290/TPA2up2.html>
- Szarka L., Kiss J., Prácser E., Ádám A., 2010: The magnetic phase transition and geophysical crustal anomalies. *Chinese Journal of Geophysics* 53/3 612–621, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.03.015
- Temesváriné Bíró Á., 2005: Az anyagok mágneses tulajdonságai (mágnességtan). ELTE-TFK, Fizika Tanszék
- Tsymbal E. Y., 2008: Physics-927. Introduction to solid state physics. Section 16: Magnetic properties of materials. Lecture Notes of University of Nebraska-Lincoln, <http://physics.unl.edu/~tsymbal/teaching/ssp-927/index.shtml>
- Zhao X., Antretter M., Solheid P., Inokuchi H., 2002: Identifying magnetic carriers from rock magnetic characterization of leg 183 basement cores. In: Frey F. A., Coffin M. F., Wallace P. J., Quilty P. G. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 183, 1–28
- Zilahi-Sebess L., Drahos D., 1987: Elektrokotázás módszerek – tudományos szeminárium jegyzete I–II. Kézirat, Siófok
- Znamenszkij V. V., 1980: Terepi geofizika. Nyedra Kiadó, Moszkva



## Agocs-díj 2011

A díjat alapító Dr. William B. Agocs professzor szándéka szerint az Eötvös Loránd Tudományegyetem geofizika szakán megvédett, kiemelkedő színvonalú MSc, illetve PhD

dolgozatot lehet jutalmazni. Az Agocs-díj kuratóriuma három MSc dolgozatot talált jutalmazásra érdemesnek 2011-ben. A díjazott dolgozatok:

*Kocsis Gábor: Az AVO módszer alkalmazása sekély településű homokkövek esetén*  
Témavezetők: *Dr. Drahos Dezső, Zahuczki Péter*

*Kóbor Miklós: Pannon homokkövek DHI (Direct Hydrocarbon Indicator) jellemzőinek vizsgálata 3D szeizmikus adattömbön*  
Témavezetők: *Dombrádi Endre, Dr. Pollner László*

*Raáb Donát: A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) alatti magmakamra hűlésének numerikus modellezése*  
Témavezető: *Dr. Lenkey László*

A díjakat ünnepélyes keretek között a kuratórium elnöke, *Dr. Mezey Barna* professzor, az Eötvös Loránd Tudományegyetem rektora nyújtotta át a jutalmazottaknak 2011. szeptember 14-én. Az ünnepi alkalmon jelen voltak a kura-

tórium tagjai és a jutalmazottak által meghívott vendégek. A távollévő Kóbor Miklós helyett testvére vette át a díjat.

*Kis Károly*



Mezey Barna professzor, az ELTE rektora átnyújtja az Agocs-díjat Kocsis Gábornak



Mezey Barna professzor, az ELTE rektora átnyújtja az Agocs-díjat Raáb Donátnak

## Jubileumi felhívás

A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kara felhívást intéz az Alma Mater egykori hallgatóihoz, akik 1942-ben, 1947-ben, 1952-ben, illetve 1962-ben (70, 65, 60, 50 éve) vették át diplomájukat a Bányamérnöki Karon, illetve a Földmérőmérnöki Karon Sopronban vagy Miskolcon. Kérjük és várjuk jelentkezésüket, hogy részükre – jogosultságuk alapján – a rubin-, a gyémánt-, a vas- vagy az arany-oklevél kiállítása érdekében szükséges intézkedéseket meg tudjuk kezdeni.

Kérünk minden érintettet, hogy 2012. február 28-ig jelentkezzen, adja meg nevét, elérhetőségét (lakcím, telefonszám, e-mailcím), illetve az alábbi címre küldje meg oklevelének fénymásolatát, a kiadványban megjelentetni kívánt

rövid szakmai önéletrajzát (max. egy oldalon a kiadvány korlátozott terjedelme miatt) és egy db igazolványképet.

Miskolci Egyetem  
Műszaki Földtudományi Kar  
Dékáni Hivatal  
3515 Miskolc-Egyetemváros  
Telefon: +36/46/565-051  
Fax: +36/46/563-465  
E-mail: [rekbdhiv@uni-miskolc.hu](mailto:rekbdhiv@uni-miskolc.hu)  
Baracza Mátyás Krisztián  
Hivatalvezető

*Baracza M. Krisztián*

## Kovácsvölgyi Sándor

### 1956–2011

1956. január 9-én született Nyíregyházán. Általános iskoláit a Nyíregyházi Tanárképző Főiskola Gyakorló Általános Iskolájában kezdte, majd Debrecenben fejezte be. 1970–74 között a debreceni Csokonai Vitéz Mihály Gimnáziumban tanult, ahol 1974-ben érettségizett. Mind a humán-, mind a reáltárgyakban kimagasló tanulmányi eredményeket ért el.

1974-től a Moszkvai Sz. Ordzsonyikidze Geológiai Kutató Egyetemen tanult, ahol 1979-ben geofizikus-bányamérnöki diplomát szerzett. A diplomamunkáját azonban már az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben, Király Ernő konzulens útmutatásai alapján készítette a Geoelektromos Rétegvizelési Eljárás alkalmazásával, amely lehetővé tette, hogy különböző helyeken mélyített fúrásokban feltárt szénrétegeket korreláljon. Eredményeit az ELGI később karagandai munkái során hasznosíthatta.

1979 őszétől az ELGI tudományos segédmunkatársa lett, és az Érckutató Osztály középhegységi kutatásaiban vett rész, elsősorban gravitációs és földmágneses módszerekkel.

1981 februárjában behívták katonának, ahonnan 1982 augusztusában szerelhetett le.

1983 tavaszától 1986 teléig a Mongóliai Nemzetközi Expedíció (NFE) Magyar Csoportjában előbb geofizikus mérnök, majd magas színvonalú munkája és kiváló emberi tulajdonságai elismeréseként 1987-től a Magyar Csoport főmérnöke és a geofizikus csoport vezetője lett 1989 decemberéig. A csoport az 1:200 000-es méretarányú gravitációs felmérés és más térképező módszerek eredményeképp talált ércesedések részletező geofizikai felmérését végezte. Komoly eredményei voltak az öndör-cagáni ércelőfordulás részletező munkáinak tervezésében és eredményes végrehajtásában.

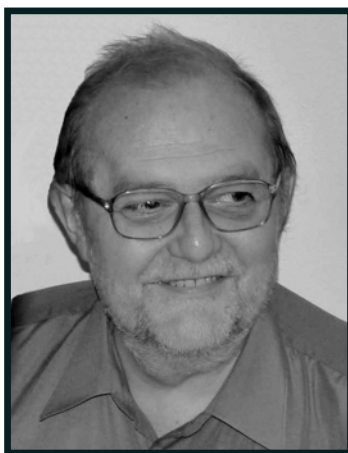
1989 decemberétől 2000 márciusáig az ELGI-ben végzett tevékenysége maradandó eredményeket hozott, mindenekelőtt a gravitációs módszer területén. Mindennapi aktuális földtani kutatási feladatok elvégzése mellett az országos, egységes korszerű gravitációs adatbázis létrehozásán dolgozott. Előbb az ELGI lyukkártyán tárolt adatait vitte korszerűbb adatbázisba, majd kiegészítette a dunántúli sűrítő mérések adataival. Ezzel az ELGI-ben mért mintegy 272 000 állomás mérési adatait 1:25 000-es méretarányú térképlapok

szerint rögzítette, majd ritkított adatrendszerből elkészített egy országos 1:500 000-es méretarányú Bouguer-anomália-térképet. Később mint az ELGI Gravitációs és Földmágneses Alaptérképek témafelelőse és a Gravitációs és Földmágneses

Értelmező Csoport vezetője nekilátott az olajipari gravitációs mérések országos adattárban való rögzítéséhez és az 1966-ban megjelent Haáz–Komáromy által készült 1:500 000-es földmágneses térkép adatainak digitális adatbázisban történő rögzítéséhez. Ezek után intenzíven kezdett foglalkozni a gravitációs és földmágneses anomáliák értelmezésével. Ehhez többek között megvizsgálta a mélyfúrások geofizikai szelvényeinek sűrűség adatait, és a szeizmikus és geoelektromos mélyszelvények, aljzatmélység adatait felhasználva – elsősorban a Békési-medencében és a Kisalföldön – kéregkivékonyodásokkal (köpenykiemelkedésekkel) magyarázta meg az évtizedek óta sok fejtörést okozó pozitív anomáliákat. Szerepe volt az osztrák–szlovák–magyar DANREG program egy-

séges gravitációs és földmágneses térképeinek értelmezésében, a közös román–magyar mágneses térkép létrehozásában és Kelet-Magyarország 1:500 000-es tellurikus térképének nyomdai kiadásában.

2000 márciusa óta dolgozott a MOL Nyrt. Kutatás–Termelés Divíziójánál. Ez gyökeres változást hozott szakmai pályafutásában, mivel addigi munkájától eltérően a geofizika egy másik módszerével kezdett foglalkozni. Szeizmikus értelmezőnek kellett magát „átképeznie”, miközben ő lett a MOL-ban az egyetlen igazi, nagy gyakorlattal rendelkező gravitációs és mágneses szakember, és egyedül vitte az ezzel járó feladatokat. Kezdetben hazai területeken szerzett tapasztalatokat, de orosz nyelvtudását kihasználva rövid időn belül a volt Szovjetunió utódállamaiban levő MOL-projektekben kezdett intenzíven dolgozni. Több jelentős szerkezet és termelő mező térképezése fűződik a nevéhez, munkájával igen nagy mértékben járult hozzá e kutatások sikeréhez. Szinte havonta utazott szakmai megbeszélésekre, új tenderekkel kapcsolatos adatszoba-látogatásokra, és ő látta el a külföldi kutatási területeken a gravitációs és mágneses mérések szakmai felügyeletét és értelmezését is. Hihetetlen munkabírással oldotta meg feladatait annak ellenére, hogy egészsége megkívánt volna némi lazítást.



Kovácsvölgyi Sándor  
1956–2011

Szakmai pályafutása a geofizika széles spektrumát ölelte át. Ez nem mindenkinek adatik meg, főleg nem úgy, hogy mindegyiket kiemelkedően, példaértékűen magas szinten művelje. Olyan szakmai karriert futott be, amelyet sok fiatal geofizikus is mércének állíthat maga elé.

Nem feledkezhettünk meg kitűnő emberi kapcsolatairól sem. Az természetes, hogy szakmailag sohasem szakadt el korábbi kollégáitól. De az ELGI egy nyugdíjas munkatársa ma is meghatódva emlékszik vissza arra, hogy nyugdíjas búcsúztatója alkalmából Sándortól egy kedves ajándékot kapott. Segítőkészsége nem csak tudományos téren nyilván-

nult meg. Szinte kérés nélkül elvállalta például egy kollégája leánya által írt orosz nyelvű, nem geofizikai tárgyú szakdolgozat nyelvi lektorálását.

2011. szeptember 16-án egy Gelendzsikben rendezett konferencián, a szállodában halt meg. Temetése 2011. október 12-én volt a Fiumei úti sírkert szóróparcellájában, ahol a rokonság és a kollégák népes csoportja búcsúzott tőle. Azóta a szóróparcellánál elhelyeztek egy márványtömböt a nevével.

*Nemesi László*

*(Ifj. Kovácsvölgyi Sándor, Milánkovich András, Zsille Antal, Verő László írásbeli, Király Ernő, Kiss János, Szabó Zoltán szóbeli közlései, valamint az ELGI Humánpolitikai Osztályának és Könyvtárának adatai alapján)*



# Märle Róbert

## 1953–2011

Fiatalon, 58 évesen távozott el kedves régi kollégánk, Märle Róbert. A Fővárosi Fazekas Mihály Gyakorló Gimnáziumban matematika tagozaton érettségizett, majd az ELTE Természettudományi Karának matematikus szakán végzett 1977-ben, de már előzően az egyetemi kötelező nyári gyakorlatot is intézetünknel végezte a Szeizmikus Elméleti Osztályon Korvin Gábor vezetésével. A diploma átvétele után rögtön jelentkezett munkára az ELGI-ben. Egyedi stílusa, jó humora miatt hamar új szintet hozott a Szeizmikus Elméleti Osztály életébe. Érdeklődési köre szerencsésen ötvözte a matematika–szeizmika–számítástechnika egyes területeit.

A MINSZK–32 majd az R–35 számítógépen programozói munkát végzett, de hamar komoly feladatokat bízta rá: a szeizmikus hullámegyenletes migrációs programot kellett elkészítenie az akkori nagyszámítógépes feldolgozóprogramhoz. Az ELGI-ben töltött 11 év alatt ezen kívül számos egyéb fontos feladatot oldott meg, mint például az abszorpciók együttható elméletével és meghatározásával kapcsolatos vizsgálatok, a Petty Ray programrendszer ESP eljárásának installálása, 3 dimenziós hullámegyenlet migráció, rendszer- és tesztprogramok. Munkáját megbízhatóan, pontosan végezte. 1983-ban igazgatói dicséretben részesült. Fenti munkák kapcsán több szoftver-újítást adott be. Eredményeit a *Magyar Geofizikában* és a *Geofizikai Közlemények*ben publikálta.

Aktívan részt vett a KIM–KIT (Kiváló Ifjú Mérnök – Kiváló Ifjú Technikus) pályázatokon, itt is és Magyar Geofizikusok Egyesületének „Ifjú Geofizikus” ankétján díjakat nyert.

Új kihívásokra várva 1989-ben a Központi Statisztikai Hivatalhoz, 1993-ban a Graphisoft-hoz szegődött. Tíz év után más, különböző megbízók részére végzett programozói munkát.

Robi kedvenc időtöltése a sakkozás volt, még egy-két bajnoki pontot is szerzett a BEAC-ban. Az ELGI-ben sakk-

edzésre is járt. Mindemellett az ELGI-ben részt vett egy 1980-ban rendezett II. világháborús vetélkedőn.

Másik hobbija a komolyzene volt, a rádiós „Ki nyer ma” vetélkedőt minden délben közösen hallgattuk, és ő, ha tehetett, játszott is. Így történt ez az Intézet 100 éves fennállása alkalmából nálunk rendezett vetélkedőn is, ahol Robi vihetett el a főnyereményként nyert lemezeket.

Sokszínűségét jellemzi, hogy felnőtt fejjel megtanult furulyán játszani, és volt évfolyamtársaival egyik kedvenc időtöltésük a közös zenélés lett.

Robi jó családapa volt, felelősséget érzett és vállalt családjáért, mindent megtett azért, hogy négy gyermeke számára biztosítsa a megfelelő körülményeket a továbbtanuláshoz. Feleségével együtt gondoskodtak a gyermekekről, segítették őket kitűzött céljaik megvalósításában.

Az Elméleti Osztály kis közössége – hasonlóan a régi nagy ELGI más csoportjaihoz – tartja a kapcsolatot az átalakulás óta is. Robi ennek a kis társaságnak legfőbb

motorja volt, tavasszal-ősszel összehozta minket, hogy együtt töltsünk pár órát. Idén, mielőtt bement a kórházba, megígértük neki, hogy megvárjuk, ... sajnos, már csak a temetőben találkozhattunk.

Robi végtelen természetes ember volt, aki véleményét és tudását szívesen és kendőzetlenül megosztotta mindenkivel. Ebben az emberekbe vetett hite minden bizonnyal mértékadó volt, amelytől nem tántorította el élete során semmi – sem politika, sem pillanatnyi emberi gyarlóságok. Szeretett bennünket, és szeretett, ha ezt viszonzózzák is. Ember maradt minden helyzetben, és ezt merte kimutatni, sugározni. Szakmai elkötelezettségét és értékrendjét még akkor is fenntartotta, amikor a világ másként jutalmazta a tudomány szolgáit.

Szerényen, de mértékadóan példa lehet az élete minden fiatal számára.

Mélységes tiszteletünk, szeretetünk megmarad mindig Robi iránt.



**Märle Róbert**  
1953–2011

*Hegybíró Zsuzsanna, Kovács Emilné Lia*

# Vándorfi Róbert

## 1928–2011

Megrendülten értesültünk róla, hogy Vándorfi Róbert, okleveles geológus, az OKGT nyugalmazott bányászati vezérigazgató-helyettese, a Magyar Geofizikusok Egyesületének tiszteleti tagja életének 83. évében, 2011. november 5-én elhunyt. Búcsúztatására szűk családi körben került sor 2011. december 5-én.

Vándorfi Róbert 1928-ban Budapesten született polgári családban. Középiskolai tanulmányait a Kölcsey Ferenc Gimnáziumban végezte. Az érettségi után beiratkozott az ELTE-re és 1952-ben geológusi oklevelet szerzett. Az egyetem elvégzése után 1952-ben, a Magyar Állami Földtani Intézetben tudományos kutatóként a Tata-bányai Szénbányászati Vállalatnál dolgozott, majd bevonult három hónapos tartalékos tiszti tanfolyamra. Leszerelése után Zala-megyébe került az Ásványolaj Kutató és Mélyfúráshoz üzemi geológus beosztásba. 1953. februártól 1957. áprilisig a Vát-1, Szany-1, Buzsák-1, Iredszemcse-1 és Balatonhidvég-1 alapfúrásoknál végzett geológiai tevékenységet.

1957 áprilisától Nagylengyelbe került a fúrási üzemhez, ahol a nagylengyeli olajmezőn és a közeli új szerkezeteken mélyített kutatófúrásoknál dolgozott. 1961-ben átkerült Szolnokra a Nagyalföldi Kőolajtermelő Vállalathoz, ahol korábban nem volt geológia. 1963-ig sikerült megszerveznie a Geológiai Osztályt. 1966-tól létrehozták az egységes földtani szervezetet a Nagyalföldön és a Dunántúlon a fúrási üzemeknél. Így az akkor már Nagyalföldi Kőolaj és Földgáztermelő Vállalat (NKFV) Geológiai Osztályát is áthelyezték az Alföldi Kőolajfúrási Üzemhez. Itt kutatási-termelési főgeológusnak nevezték ki. Az újabb és újabb kutatási eredmények nyomán 1973-ban igazgatói megbízatást kapott, majd 1974. január 1-jétől kinevezték az Alföldi Fúrási Üzem igazgatójának. A Kiskunsági-, a Nagy-kunsági- és a Békési-medencében mélyített kutatófúrások mellett a nagy algyői feltáró tevékenység is folyt. Átlagban 17 fúróberendezéssel évi 200–260 ezer méter fúrást mélyült, a kutak kivizsgálásával és javításával 15 lyukbefejező és 12-13 kútjavító berendezéssel dolgozott az általa irányított üzem. 1978-ban az üzemből Kőolajkutató Vállalatot alapítottak,

melynek tevékenysége kutatási, fúrási és feltérési feladatok mellett bér-fúrási munkák elvégzése is lett. Ekkor kapta meg vezérigazgatói kinevezését. A nagyalföldi szénhidrogén-előfordulások kutatásán és feltérésén kívül lehetősége nyílt

az általa irányított vállalatnak külföldi bér-munkák végzésére is. Irak (Rumaila, Majnun, É-Bagdad), India, Franciaország (Evry), Tunis (Gabes), Görögország (Molos, Nisyros) voltak a főbb állomások.

Az Országos Kőolaj és Gázipari Trösztben (OKGT) 1985-ben létrehozták a bányászati vezérigazgató-helyettesi beosztást, melyre őt kérték fel. Kiemelt feladata volt a világbanki hitel bányászati felhasználásának irányítása. 1989-ben ebből a pozíciójából ment nyugdíjba. Nagyalföldi elnöke volt a Magyarhoni Földtani Társulatnak (MFT) és a Magyar Geofizikusok Egyesületének (MGE). Amikor Budapestre került az MFT, alelnöke lett, emellett a Bányász Szakszervezet vezetőségi tagja volt. Az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület Kőolaj-, Földgáz- és

Víz-bányászati Szakosztály (OMBKE KFVSZ) által szervezett szakmai napokon és nemzetközi konferenciákon rendszeresen tartott előadásokat. Elvégzett egy hároméves rendszerszervező számítástechnikai képzést, hogy irányítani tudja a korszerűbb és hatékonyabb adattárolásra történő áttérést. A számtalan vállalati, olajipari, iparági és állami kintetése közül az Eötvös Lóránd-díjra volt legbüszkébb.

Közel négy évtizedes munkássága, kiemelkedő szakmai és vezetői kvalitásai, a kőolaj- és földgázipar iránti elkötelezettsége példaként szolgálhat mindannyiunk számára. Emlékét tisztelettel megőrizzük, a búcsú nehéz pillanataiban az alábbi sorok üzenetével szívünkben:

„...S ha az, ki elment közülünk,  
Eszedbe jut megint,  
Köszönts reá „Jó szerencsét!”  
Bányászszokás szerint,  
Bányászszokás szerint.”

*Ősz Árpád* búcsúztatója alapján a *Szerkesztőség*

# Rendezvénynaptár

2012. március		
2012. márc. 3–8.	DGG 72 – a Német Geofizikai Társaság évi közgyűlése ( <a href="http://www.geophysics.zmaw.de">http://www.geophysics.zmaw.de</a> )	Hamburg, Németország
2012. márc. 20–22.	SPE/EAGE – European Unconventional Conference & Exhibition ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Bécs, Ausztria
2012. márc. 26–27.	3. EAGE munkaértekezlet a szén-dioxid geológiai tárolásáról ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Edinburgh, Skócia
2012. április		
2012. ápr. 2–5.	EAGE Saint Petersburg 2012 ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Szentpétervár, Oroszország
2012. ápr. 22–27.	EGU 2012 – az European Geosciences Union közgyűlése ( <a href="http://meetings.copernicus.org/egu2012">http://meetings.copernicus.org/egu2012</a> )	Bécs, Ausztria
2012. május		
2012. máj. 14–17.	11. Geoinformatica nemzetközi konferencia ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Kiev, Ukrajna
2012. máj. 25.	A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának jubileumi ünnepe	Miskolc, Egyetemváros
2012. június		
2012. jún. 4–7.	EAGE Copenhagen 2012 ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Koppenhága, Dánia
2012. jún. 16–20.	SPWLA 53. Mélyfúrásgeofizikai Szimpózium ( <a href="http://www.editorialmanager.com/spwla">http://www.editorialmanager.com/spwla</a> )	Cartagena de Indias, Colombia
2012. augusztus		
2012. aug. 20–25.	Hungeo 2012 – a magyar földtudományi szakemberek 11. világtalálkozója ( <a href="http://www.foldtan.hu">http://www.foldtan.hu</a> )	Eszterházy Károly Tanárképző Főiskola, Eger
2012. szeptember		
2012. szept. 3–5.	Near Surface Geoscience 2012 ( <a href="http://www.eage.org">http://www.eage.org</a> )	Párizs, Franciaország
2012. szept. 17–19.	Istanbul 2012 – Nemzetközi geofizikai konferencia és szénhidrogén- kiállítás ( <a href="http://www.igcistanbul.com">http://www.igcistanbul.com</a> )	Isztambul, Törökország
2012. szeptember végén	Az Egyesület 33. vándorgyűlése (szervezés alatt)	Miskolc, Egyetemváros

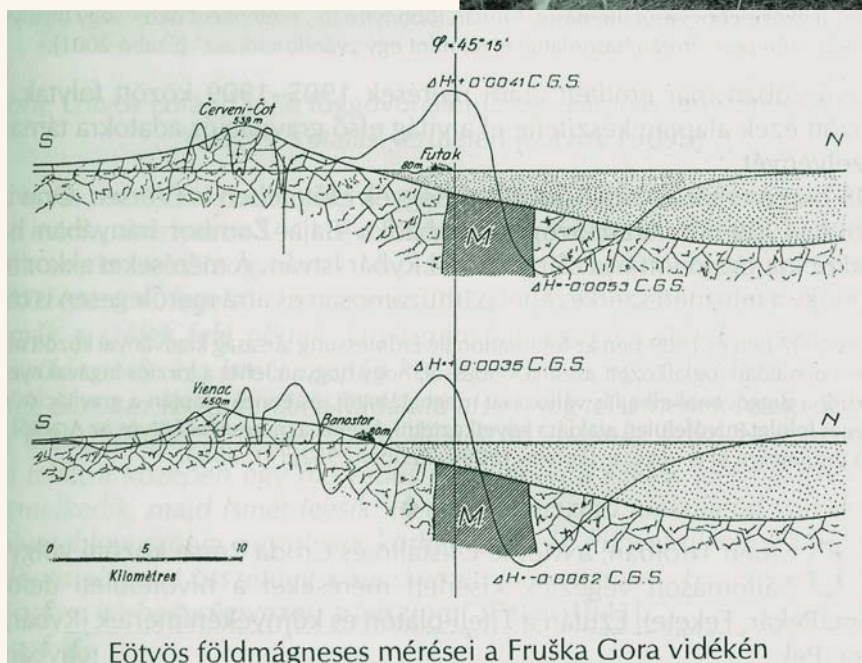
*EAGE*: European Association of Geoscientists and Engineers; *SPWLA*: Society of Professional Well Log Analysts

További részletek, referenciák a honlapról (<http://www.mageof.hu>) érhetők el.

Kakas Kristóf







Eötvös földmágneses mérései a Fruška Gora vidékén



MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

1145 Budapest, Columbus u. 17-23.; Tel./Fax: (1) 201-9815

E-mail: [geophysic@mtesz.hu](mailto:geophysic@mtesz.hu); Honlap: [www.mageof.hu](http://www.mageof.hu)